

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **Cicloestratigrafía del EAO 3: Controles climáticos y cíclicos sobre la sedimentación del Santoniense, quebrada San Miguel, estado Mérida.**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar al Título  
de Doctor en Ciencias de  
la Ingeniería por la  
MSc Olga Rey

Caracas, Junio del 2004

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **Cicloestratigrafía del EAO 3: Controles climáticos y cíclicos sobre la sedimentación del Santoniense, quebrada San Miguel, estado Mérida.**

TUTOR ACADÉMICO:  
Dra. María Antonieta Lorente

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar al Título  
de Doctor en Ciencias de  
la Ingeniería por la  
MSc Olga Rey

Caracas, Junio del 2004



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO.

VEREDICTO

Quienes suscriben, Miembros del Jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería y por el Consejo de Estudios de Postgrado de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Tesis Doctoral, presentada por la M.Sc. Olga Rey, portadora de la Cédula de Identidad 4.884.307, bajo el título, **“CICLOESTRATIGRAFÍA DEL EAO 3: CONTROLES CLIMÁTICOS Y CÍCLICOS SOBRE LA SEDIMENTACIÓN DEL SANTONIENSE, QUEBRADA SAN MIGUEL, ESTADO MÉRIDA”**, a los fines de cumplir con el requisito legal para optar al título de Doctor en Ciencias de la Ingeniería, dejan constancia de los siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los Miembros del Jurado, éste fijó el día 1ro de Junio de 2004, para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en el Salón Zuloága, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió satisfactoriamente a las preguntas que le fueron formuladas por el Jurado; todo conforme a lo dispuesto en los Artículos 45, 49,50,51 y 52 del Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa pública del trabajo, el Jurado decidió **Aprobarlo** con las más altas menciones, por considerar, sin hacerse solidario de las ideas expuestas por el autor, que **se ajusta** a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado estimó que la obra examinada representa en su conjunto un aporte fundamental al conocimiento de los mecanismos que favorecieron la acumulación de la inmensa riqueza orgánica que caracteriza a la Formación La Luna, tan importante para nuestro país, siendo también, una contribución significativa para el entendimiento del Evento Orgánico Anoxico 3 (EOA3), sus características y sus efectos durante el Santoniense en estas latitudes, así como, a la comprensión de la ciclicidad registrada en estas rocas; todo esto constituye un aporte significativo para el conocimiento global que posee hoy en día la comunidad Geocientífica Internacional.

Por lo antes expuesto este jurado consideró que la calidad del trabajo ameritó que se le otorgara la **Mención con Publicación**.

En fe de lo cual se levanta la presente Acta, el primer día del mes de Junio de Dos Mil Cuatro, dejándose también constancia de que, conforme a lo dispuesto en la normativa jurídica vigente actuó como Coordinador del Jurado el **Doctor Manuel Martínez**.

  
Dr. Juan Di Croce

  
Dr. Frank Audemard

  
Dr. Julio Pérez

  
Dr. Juan Antonio Simo

  
Dr. Manuel Martínez  
Coordinador

**Rey, Olga**

**Cicloestratigrafía del EAO 3: Controles climáticos  
y cíclicos sobre la sedimentación del Santoniense,  
quebrada San Miguel, estado Mérida.**

**Tutor Académico: Dra. María Antonieta Lorente**

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.**

**Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2004, 190 p.**

**Palabras claves:** eventos anóxicos, cicloestratigrafía, Milankovitch, ciclos solares, Formación La Luna, Cretáceo Tardío.

**Resumen.** La Formación La Luna es considerada la principal roca generadora de hidrocarburos en la Cuenca de Maracaibo, en el occidente de Venezuela. Evidencias sedimentológicas, micropaleontológicas y geoquímicas analizadas en esta unidad, en la sección de la quebrada San Miguel, dan indicios de los factores que influyeron en la sedimentación y controlaron la acumulación de depósitos ricos en carbono orgánico a diferentes escalas durante el evento anóxico oceánico EAO3. La Formación La Luna consiste de margas intercaladas con calizas y calizas margosas, ricas en materia orgánica. La asociación de foraminíferos bénticos indica un ambiente nerítico superior a batial superior. La combinación de condiciones climáticas cálidas y la presencia de barreras paleobatimétricas, dieron como resultado una cuenca restringida caracterizada por una circulación lenta y una ventilación pobre de la columna de agua, con el consecuente agotamiento de oxígeno en las aguas de fondo, que permitió la preservación de depósitos ricos en carbono orgánico durante un ascenso relativo del nivel del mar en el Santoniense temprano. A finales del Santoniense, probablemente una tendencia de enfriamiento en el clima global intensificó vientos fríos y secos, incrementando la surgencia y desestabilizándose la columna de agua, estas condiciones promovieron la producción de carbonatos y la disminución en el contenido de carbono orgánico dentro de un sistema de alto nivel. Sobreimpuesta a la tendencia general descrita, variaciones en el contenido de carbonato de calcio y carbono orgánico responden con cambios cíclicos que se corresponden con las principales frecuencias orbitales. Esta ciclicidad se interpreta como resultado de variaciones en la descarga de terrígenos y está soportada por la correlación obtenida entre el carbono orgánico, la fracción detrítica y los elementos indicativos de condiciones redox. Adicionalmente, se detectó una ciclicidad a nivel milimétrico que responde a cambios en la productividad orgánica y dilución por terrígenos en la banda solar. El final en la acumulación de la materia orgánica hacia el tope de la Formación La Luna, puede ser atribuido a cambios en el clima global y en la circulación oceánica profunda resultado de la profundización de la conexión con el Atlántico Sur.

A mi querida hija Patricia.

## **AGRADECIMIENTOS**

La suscrita desea agradecer a las siguientes instituciones que contribuyeron al desarrollo del presente trabajo y que sin su apoyo no hubiera sido posible la ejecución de este proyecto: a la Universidad Central de Venezuela, quien a través del Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico financió el desarrollo de esta investigación durante el Año Sabático y a través del Proyecto de Investigación N° 0813-4934-02, al CIED-PDVSA quien financió a través del programa CIED-UCV la etapa de campo, a INTEVEP S.A. quien contribuyó con la elaboración de parte de los análisis geoquímicos, al laboratorio de Geología de PDVSA E&P quien colaboró con la preparación de las secciones delgadas y, al Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Wisconsin en donde se realizó gran parte de esta investigación.

Igualmente desea agradecer a las siguientes personas, por sus valiosos comentarios, sugerencias y enseñanzas: A María Antonieta Lorente, Toni Simo, Irene Truskowsky, Erika González, Mauricio Bermúdez, Alejandro Machado, José Antonio Estévez y a Eulogio Pardo-Igúzquiza quien facilitó los programas estadísticos empleados en este trabajo.

# INDICE GENERAL

	Página
Resumen	iv
<b>CAPÍTULO</b>	
<b>I INTRODUCCION</b>	1
<i>Objetivos y alcances</i>	1
<i>Area de Estudio</i>	4
<i>Trabajos Previos</i>	5
<b>II METODOLOGIA</b>	8
<i>Recopilación de la información</i>	8
<i>Campo</i>	8
<i>Laboratorio</i>	9
<i>Procesamiento de los resultados geoquímicos</i>	13
<i>Análisis Espectrales</i>	14
<i>Aplicación del análisis espectral en la Formación La Luna</i>	20
<i>Presentación de resultados y Elaboración del Informe Final</i>	24
<b>III MARCO GEOLOGICO REGIONAL</b>	25
<i>Generalidades</i>	25
<i>Jurásico</i>	28
<i>Cretáceo Temprano a Tardío</i>	28
<i>Formación La Luna</i>	34
<i>Geología Estructural Local</i>	40
<b>IV ESTRATIGRAFIA LOCAL</b>	42
<i>Generalidades</i>	42
<i>Tendencias Generales</i>	45
<i>Facies</i>	52
<i>Facies Laminadas</i>	53
<i>Geoquímica Inorgánica</i>	70
<i>Fauna</i>	81
<i>Edad</i>	82
<b>V CICLICIDAD</b>	85
<i>Generalidades</i>	85
<i>Ciclicidad en la Formación La Luna</i>	86

<i>Análisis Espectrales</i>	89
<i>Factores que controlan la ciclicidad en secuencias pelágicas</i>	101
<i>Factores que controlaron la ciclicidad a escala centimétrica en la Formación La Luna durante el Santoniense</i>	103
<i>Factores que controlaron la ciclicidad a escala milimétrica en la Formación La Luna durante el Santoniense</i>	107
<b>VI MARCO AMBIENTAL</b>	111
<i>Factores que controlaron la acumulación de carbono orgánico</i>	111
<i>Ciclicidad</i>	117
<i>Modelo depositacional</i>	122
<b>VII DISCUSIÓN</b>	130
<i>Generalidades</i>	130
<i>Evento anóxico oceánico EAO3 a nivel mundial</i>	134
<i>Registro del evento anóxico oceánico EAO3 en la Formación La Luna</i>	141
<b>VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	146
<i>Conclusiones</i>	146
<i>Recomendaciones</i>	151
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	153
<b>APENDICES</b>	170
<i>1. Distribución t</i>	171
<i>2. Ciclos de Milankovich. Fundamentos</i>	172
<i>3. Resultados de los análisis de carbonato de calcio y carbono orgánico total</i>	178
<i>4. Resultados de los análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas.</i>	179
<i>5. Carta faunal de foraminíferos plácticos</i>	183
<i>6. Carta faunal de foraminíferos béticos</i>	184
<i>7. Importancia de la geoquímica inorgánica en la determinación de los factores que controlan la ciclicidad en secuencias pelágicas</i>	185
<b>ANEXOS</b>	189
<i>Columna estratigráfica de campo de la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel, estado Mérida</i>	190



## LISTA DE FIGURAS

	Página
Fig. 1 Ubicación de la sección de la quebrada San Miguel al oeste del poblado de Mesa Bolívar (círculo morado), estado Mérida (Tomado de Enciclopedia Encarta, 2000).	4
Fig. 2 A) Función de “tapering” aplicado al 5% del inicio y final de la sucesión. B) Función de “windowing”: a) ventana Hanning, b) ventana Parzen, c) ventana Welch (Tomado de Pardo-Igúzquiza <i>et al.</i> , 1994).	17
Fig. 3 Evolución geotectónica de Venezuela. M: Machiques; U: Uribante; T: Trujillo; L: Lago de Maracaibo; CC: Cordillera Central; G: Guajira; P: Paraguaná; Tr: Trinidad (modificado de Parnaud <i>et al.</i> , 1995).	26
Fig. 4 Cuadro de Correlación para el Mesozoico en la Cuenca de Maracaibo (compilado de Parnaud <i>et al.</i> , 1995; Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997).	27
Fig. 5 Extensión geográfica de la Formación La Luna en Venezuela occidental (Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997).	35
Fig. 6 Distribución de facies y mapa paleogeográfico para el intervalo Cenomaniense tardío-Campaniense temprano (modificado de Parnaud <i>et al.</i> , 1995; Pindell, 1993).	38
Fig. 7 Mapa geológico del sector Mesa Bolívar, mostrando la ubicación de la sección de la quebrada San Miguel (modificado de Alezones y Padrón, 1992)	41
Fig. 8 A) Unidad informal inferior caracterizada por el dominio de margas, concreciones y capas silicificadas, B) Unidad informal superior caracterizada por un incremento de las capas de calizas. C: concreciones, Si: capas silicificadas.	43
Fig. 9 El tope de la Formación La Luna está caracterizado por un nivel glauconítico-fosfático de 1 m de espesor reconocido como Miembro Tres Esquinas, en la foto se observa con una coloración más oscura y se señala con la flecha.	43
Fig. 10 Diferentes tipos de alternancias de calizas-margas litificadas, curvas de carbonato y perfiles de meteorización (azul). Cm: contenido de carbonato en el límite de meteorización (modificado de Ricken, 1986).	44
Fig. 11 Tendencias generales observadas en el contenido de carbonato de calcio (CaCO <sub>3</sub> %), carbono orgánico total (COT%), relación de foraminíferos plácticos/bénticos y proporciones entre los diferentes grupos de foraminíferos bénticos observados en la Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel. En amarillo se indica la tendencia en la variación de CaCO <sub>3</sub> % ( $y = 51,049\text{Ln}(x) - 202,02$ , $R^2 = 0,91$ ) y COT % ( $y = 29,686\text{Ln}(x) + 40,276$ , $R^2 = 0,91$ ) en la sección estudiada.	46
Fig. 12 Fotografía de una caliza margosa (19,52 m), en donde se observan horadaciones señalizadas con una línea blanca, representadas por secciones más o menos circulares rellenas principalmente por foraminíferos bénticos.	47
Fig. 13 El carbono orgánico total presenta una correlación negativa con relación al contenido de carbonato de calcio. El coeficiente de	48

- correlación de Pearson ( $r$ ) es de  $-0,43$ , con un nivel de confiabilidad mayor al 99,5% (t).
- Fig. 14 Histogramas mostrando las variaciones en el porcentaje de carbono orgánico total (COT%) en cada uno de las litofacies identificadas. 49
- Fig. 15 A) Fotomicrografía de caliza margosa con abundantes restos de peces e intraclastos fosfatizados, éstos últimos probablemente representan restos de peces muy desgastados (14,15 m), B) Fotomicrografía de un peloide fosfático en una caliza margosa, nótese la laminación deformada alrededor del peloide (0 m), C) A nivel petrográfico las capas silicificadas presentan características similares al resto de las litofacies definidas, los foraminíferos han sido reemplazados por sílice siendo difícil su identificación taxonómica (10,3). 51
- Fig. 16 Facies definidas en la Formación La Luna con base en variaciones en el carbonato de calcio. A) Caliza, nótese la ausencia de orientación en los fragmentos de moluscos y la abundancia de foraminíferos (2,25 m); B) Caliza laminada caracterizada por la alternancia de bandas claras espesas y bandas oscuras muy delgadas (18,67 m); C) Caliza margosa, los foraminíferos béticos no presentan ninguna orientación (19,27 m); D) Caliza margosa laminada, se puede observar a los foraminíferos béticos orientados paralelamente a la laminación (19,27 m); E) Marga, se observa la presencia de foraminíferos sin ninguna orientación, embebidos en una matriz formada por lodo carbonático, arcilla y materia orgánica (12,30 m); F) Marga laminada, caracterizada por la presencia de espesas bandas oscuras alternando con bandas claras delgadas (6,55 m). **F** foraminíferos, **Fh**, restos de peces, **In** fragmento de inocerámido. 54
- Fig. 17 Diagrama esquemático de las bandas de láminas y sus respectivos arreglos en secciones delgadas de la Formación Querecual. (1) calcita recristalizada, (2) lámina calcárea, (3) matriz de arcilla y orgánica, (4) Foraminífero recristalizado (Heterohelicidae), (5) lámina de arcilla-orgánica interpretada como un relicto de una lámina oscura varval, (6) radiolarios calcitizados, y (7) lámina calcárea interpretada como un relicto de una lámina clara varval (modificado de Cotillon *et al.*, 2000). 57
- Fig. 18 A) Microfotografía de una caliza margosa mostrando los parches micríticos (0 m); B) En ocasiones estos parches pueden contener foraminíferos, tal como se observa en esta marga (11,3 m). 59
- Fig. 19 **Grupo de microfacies finamente laminadas (L1)**. A) Microfacies finamente laminada de foraminíferos plácticos (L1P) (11 m), nótese la alternancia de láminas ricas en arcillas y materia orgánica intercaladas con láminas carbonáticas discontinuas y onduladas; B) Microfacies finamente laminada de foraminíferos béticos (L1B) (20,37 m), la fracción carbonática incrementa en relación a la microfacies L1P; C) Microfacies finamente laminada de foraminíferos, restos de peces e intraclastos fosfatizados (L1M) (13,9 m). F: foraminíferos, A/MO: arcillas y materia orgánica, C: láminas carbonáticas, IF: intraclastos fosfatizados. 63
- Fig. 20 A) Microfacies gruesamente laminada de foraminíferos plácticos (L2P) (0,25 m), caracterizada por la alternancia de bandas claras y 66

oscuras definidas por variaciones en el contenido de componentes carbonáticos; B) Microfacies gruesamente laminada de foraminíferos béticos (L2B) (19,52 m), en la asociación de foraminíferos predominan las formas béticas, pueden presentarse ligeramente bioturbadas; C) Microfacies gruesamente laminada silicificada (L2S) (10,75 m), similar a la microfacies L2P, es característica de esta microfacies el intenso proceso de silicificación; D) En la microfacies L2S los foraminíferos en su mayoría han sido reemplazados por sílice siendo difícil su identificación taxonómica (10,75 m); E) Detalle de foraminíferos fosfatizados característicos de la microfacies L3 (5,7 m); F) Microfacies bandeada de foraminíferos plácticos (L3) (5,7 m), presenta bandas de foraminíferos fosfatizados cementados por calcita intercaladas con bandas oscuras caracterizadas por el predominio de una matriz arcillosa con material orgánica, en éstas últimas disminuye el tamaño de los foraminíferos.

- Fig. 21 Distribución de las microfacies laminadas en la Formación La Luna en la sección estudiada. Las características observadas en secciones petrográficas en muestras tomadas a intervalos de 25 cm fueron extrapoladas a la secuencia de la Formación La Luna. Las flechas indican las parasecuencias definidas. 69
- Fig. 22 Perfiles de concentración-profundidad de la asociación de elementos indicativos de flujo de aluminosilicatos en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel. Los intervalos no analizados aparecen representados por líneas discontinuas. 74
- Fig. 23 Perfiles de concentración-profundidad de  $Ba^*/Al^*$ ,  $Si^*/Al^*$  y fósforo (P) en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel. Los intervalos no analizados aparecen representados con líneas discontinuas. 77
- Fig. 24 Perfiles de distribución-profundidad del manganeso (Mn), fracción vanadio-níquel ( $V/(V+Ni)$ ) y carbono orgánico total. Los intervalos no analizados aparecen representados con líneas discontinuas. 80
- Fig. 25 Distribución de los diferentes grupos de foraminíferos plácticos en la Formación La Luna, quebrada San Miguel. El porcentaje de cada grupo fue calculado con base en el porcentaje total de foraminíferos plácticos. 83
- Fig. 26 La ciclicidad más obvia en la Formación La Luna es a escala centimétrica. Se reconocieron 24 ciclos con un hemicycle inferior pobre en carbonato y un hemicycle superior rico en carbonato. 88
- Fig. 27 Periodograma construido con la totalidad de los valores de carbonato de calcio en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel. 90
- Fig. 28 Periodogramas construidos a partir de la variación en el porcentaje de carbonato de calcio, A) Unidad inferior, B) Unidad superior 92
- Fig. 29 Periodograma construido con la totalidad de los valores de carbono orgánico total, en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel. 93
- Fig. 30 Periodogramas construidos a partir de la variación en el porcentaje de carbono orgánico total, A) Unidad inferior, B) Unidad superior. 94
- Fig. 31 Ejemplos de peridogramas generados en las microfacies laminadas 100

propuestas en este trabajo para la Formación La Luna, en donde pueden observarse picos significativos. A) Espectro de la microfacies L2B en caliza perteneciente a la unidad superior, B) Espectro de la microfacies L3 en caliza de la unidad inferior, C) Espectro de la microfacies L1B en caliza margosa perteneciente a la unidad superior, D) Espectro de las microfacies L1M y L2P en marga de la unidad inferior.

- Fig. 32 Principales componentes (carbonato de calcio, aluminosilicatos y carbono orgánico) y sus variaciones en los diferentes litotipos definidos en la Formación La Luna (izquierda). A la derecha, se ilustran los principales procesos identificados que controlaron la sedimentación de los diferentes litotipos definidos en esta unidad:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  representa el aporte detrítico,  $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$  representa las condiciones redox y la relación  $\text{Ba}^*/\text{Al}^*$  representa la productividad. 106
- Fig. 33 Interpretación de la Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel dentro del contexto de estratigrafía secuencial. La presencia de abundantes niveles silicificados y fosfáticos permite subdividir la sucesión en depósitos transgresivos (DT) y de alto nivel (DAN). El incremento de los niveles silicificados está asociado con un intervalo de máxima inundación (IMI), y los niveles fosfáticos representan la parte basal de los depósitos de alto nivel, caracterizado por la disminución de los foraminíferos plácticos. Se presentan las relaciones de  $\text{Ba}^*/\text{Al}^*$ ,  $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$  y la fracción de aluminosilicatos representada por el  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ . 124

## LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla I Opciones que contempla el programa CYSTRATI para la estimación de la ciclicidad en secuencias sedimentarias (Tomado de Pardo-Igúzquiza <i>et al.</i> , 1994).	21
Tabla II Microfacies de la Formación La Luna en los estados Táchira y Mérida definidas por Galea-Alvarez (1989).	55
Tabla III Características de las microfacies laminadas propuestas en este trabajo. A: abundante (> de 20 ejemplares), C: común (10 – 20 ejemplares), R: raro (< de 10 ejemplares), UI: unidad inferior, US: unidad superior.	61
Tabla IV Coeficientes de correlación de Pearson (r) entre los elementos mayoritarios y traza (en ppm), porcentaje de carbonato de calcio y carbono orgánico total. Aquellos valores que presentaron un nivel de confiabilidad superior a 95% son señalados en negrilla.	72
Tabla V Rango de variación de los diferentes elementos analizados en muestras de la Formación La Luna, en la sección de la quebrada San Miguel. Los valores en los elementos están dados en ppm. Las relaciones de BA*/Al* y Si*/Al* fueron normalizadas con la lutita promedio de acuerdo con los valores dados por Turekian and Wedepohl (1961).	73
Tabla VI Relaciones entre los períodos actuales (en Ka) de los ciclos de precesión (P1 y P2), oblicuidad (O1 y O2) y excentricidad (E1 y E2), de acuerdo con Berger (1977, tomado de Boyd <i>et al.</i> , 1994).	96

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### *Objetivos y alcances*

La Formación La Luna es considerada la principal roca generadora de hidrocarburos en la Cuenca de Maracaibo, en el occidente de Venezuela. Esta unidad fue depositada en un margen pasivo bajo condiciones anóxicas a disóxicas (Galea-Alvarez, 1989; De Romero y Galea-Alvarez, 1995, Lugo y Mann, 1995; Parnaud *et al.*, 1995; Villamil y Pindell, 1998; y referencias allí citadas). La combinación de factores como cambio en el nivel relativo del mar, ocurrencia de eventos oceánicos anóxicos (EOA), corrientes de surgencia y una circulación restringida, han sido propuestos para explicar las condiciones anóxicas que prevalecieron durante la sedimentación de esta unidad (Pérez-Infante *et al.*, 1996; Erlich *et al.*, 1999a, 1999b, 2000; Davis *et al.*, 1999; Villamil *et al.*, 1999).

La Formación La Luna, en la sección de la quebrada San Miguel, presenta una tendencia general en la litología, contenido de carbono orgánico total y en la fauna. Subiendo en la sección, incrementa el porcentaje de carbonato de calcio, disminuye el contenido de carbono orgánico total y disminuye la relación de foraminíferos plácticos/bénticos. Sin embargo, sobreimpuesta a esta tendencia pueden observarse características litológicas que se repiten en una frecuencia elevada, expresadas como una alternancia repetida de hemiciclos pobres en carbonato y hemiciclos ricos en carbonato.

La sedimentación cíclica registrada como rítmicidad litológica en depósitos pelágicos y hemipelágicos, representada por facies ricas y pobres en carbonato, es una característica común en las secuencias de plataforma y cuenca. El registro geológico contiene muchos ejemplos de sedimentación cíclica. Quizás los ejemplos mejor conocidos de estas secuencias son los depósitos marino profundos del Pleistoceno. Sin embargo, secuencias estratigráficas cíclicas también se han reconocido en rocas del Precámbrico, Jurásico y Cretáceo (Eicher y Diner, 1991; Oglesbly y Park, 1992).

Particularmente en el Cretáceo, se han descrito buenos ejemplos de secuencias carbonáticas cíclicas, caracterizadas por la alternancia de calizas-margas y calizas-lutitas negras en depósitos pelágicos, y alternancias de “chalks”-margas en depósitos de plataformas someras (Oglesby y Park, 1992).

Los mecanismos posibles que producen esta clase de ciclicidad han sido atribuidos a variaciones de un factor paleoambiental simple o a la combinación de varios factores que actúan en la columna de agua y/o en el fondo marino (productividad biológica, descarga de terrígenos finos, grado de saturación del agua de mar con respecto al carbonato de calcio, contenido de oxígeno en las aguas de fondo y actividad de las corrientes marinas profundas) (De Boer y Smith, 1994; Eicher y Diner, 1991; Einsele y Ricken, 1991; R.O.C.C. Group, 1986, entre otros).

Estas alternancias muestran una jerarquía en la relación de espesores que sugiere una relación entre las fluctuaciones paleoambientales, previamente mencionadas, y los períodos de perturbaciones orbitales, las cuales producen variaciones periódicas en los patrones de insolación en la banda de Milankovitch (Bellanca *et al.*, 1996).

## **Objetivo General**

El objetivo general de este trabajo es, dentro de un marco temporal de alta resolución creado a través de la identificación de patrones de ciclicidad entre 3° y 6° orden, desarrollar un modelo depositacional que permita entender los orígenes, alcances e interacción de los factores que controlaron la acumulación de extensos depósitos ricos en materia orgánica durante el Cretáceo Tardío, y en particular, la combinación que dio origen a la sedimentación de la Formación La Luna y permitió la depositación de sedimentos ricos en materia orgánica a una escala poco común, en cuanto a espesores y duración en el tiempo geológico, que hacen que esta formación presente unas características generadoras extraordinarias a nivel mundial.

## **Objetivos Específicos**

- Identificación de los mecanismos que influyeron durante la sedimentación de la Formación La Luna en el intervalo estudiado, a través de la evaluación de las variaciones en el contenido de foraminíferos plácticos/bénticos, porcentaje de carbonato de calcio, contenido de carbono orgánico total, elementos mayoritarios, minoritarios y trazas.
- Identificación y evaluación de los diferentes niveles de ciclicidad observados en la Formación La Luna.
- Aplicación de los diferentes métodos espectrales de evaluación de ciclicidad en series de tiempo, con el fin de analizar el origen de la ciclicidad observada (autociclos *vs* alociclos).

## **Alcances**

El estudio de los factores que influyeron durante la sedimentación de la Formación La Luna contribuirá a incrementar el conocimiento de las condiciones que prevalecieron en el Cretáceo Tardío que dieron como resultado la formación de importantes rocas



madre generadoras de hidrocarburos en el norte de Suramérica. Igualmente, la cicloestratigrafía representa una revolución en la estratigrafía moderna, la resolución cicloestratigráfica puede llegar a 20-50 Ka o menos. Combinando los conceptos de cicloestratigrafía y estratigrafía secuencial es posible la correlación estratigráfica con una resolución elevada.

### *Área de estudio*

La sección estudiada está localizada en la parte occidental del flanco norandino, en la quebrada San Miguel localizada al oeste de la población Mesa Bolívar y al sur del embalse de Onia, municipio Tovar, estado Mérida (Fig. 1). En esta zona, la Formación La Luna aflora de forma continua en el núcleo de una estructura anticlinal.

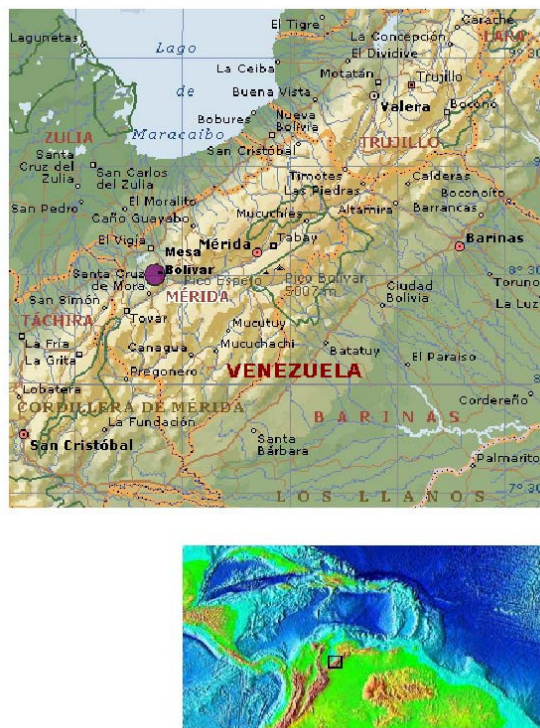


Fig. 1 Ubicación de la sección de la quebrada San Miguel al oeste del poblado de Mesa Bolívar (círculo morado), estado Mérida (Tomado de Enciclopedia Encarta, 2000)

## *Trabajos previos*

La Formación La Luna, en el occidente de Venezuela, es considerada como la roca madre de la mayor parte del petróleo encontrado en la Cuenca de Maracaibo. El nombre de caliza de La Luna fue publicado originalmente por Garner (1926). Posteriormente, esta unidad fue descrita en detalle por Hedberg y Sass (1937) con rango de formación. Renz (1959) reconoció los cambios litológicos de la Formación La Luna en los estados Trujillo y Lara y la dividió en tres miembros, que son en orden estratigráfico ascendente: La Aguada, Chejendé y Timbetes. En el estado Táchira el mismo autor introdujo informalmente el Miembro Ftanita del Táchira.

Existen numerosos estudios que enfatizan en los aspectos generales de la estratigrafía de la cuenca de Maracaibo y hacen referencia a la Formación La Luna, entre los que destacan Sutton (1946), García Jarpa *et al.* (1980), Lorente y Boesi (1988), Macellari (1988), Lugo y Mann (1995) y Parnaud *et al.* (1995).

Lorente *et al.* (1997) presentaron nuevos aportes para la datación de las unidades litoestratigráficas de la cuenca de Maracaibo. Mencionaron la importancia de los trabajos de Galea-Alvarez (1989), De Romero y Galea-Alvarez (1995), Truskowski *et al.* (1995) y Lorente *et al.* (1995, 1996) en la determinación de la edad de la Formación La Luna, la cual asignaron al Cenomaniense tardío-Campaniense tardío. Incluyen el Miembro Tres Esquinas como parte de esta unidad.

La Formación La Luna, ha sido ampliamente estudiada desde el punto de vista de su caracterización litológica, tipo de materia orgánica, potencial hidrocarburífero y significado paleoclimático y paleoceanográfico.

Ford y Houbolt (1963) publicaron un estudio detallado de microfacies definidas en unidades cretácicas en Venezuela occidental. Galea-Alvarez (1989), definió 8 microfacies en la Formación La Luna con base en características petrográficas y

micropaleontológicas, posteriormente De Romero y Galea-Alvarez (1995) aplicaron esta misma clasificación en el Miembro Tres Esquinas. Savian (1993) y Baptista (1994) definieron litomicrofacies en esta unidad aplicando análisis estadísticos.

Jordan y Scherer (1982) estudiaron la petrografía orgánica y maduración de la Formación La Luna en su sección tipo. Información sobre el contenido de carbono orgánico, tipo de materia orgánica y grado de madurez en esta unidad, en la cuenca de Maracaibo, fueron aportados por Talukdar *et al.* (1986) y Talukdar y Marcano (1994). Stoufer (1993) y Scherer (1995) presentaron mapas regionales de concentración de carbono orgánico y Tmax. Escandón *et al.* (1993) y Pratt *et al.* (1993b), indicaron que el potencial de generación de hidrocarburos en La Luna no es uniforme, reconociendo facies geoquímicas distintas.

Diversos autores han discutido acerca de los factores globales y regionales que actuaron durante la sedimentación de La Luna, la combinación de cambios relativos del nivel del mar, ocurrencia de eventos oceánicos anóxicos (EOA) y corrientes de surgencia migratorias han sido propuestos por Macellari y De Vries (1987), Galea-Alvarez (1989), Tribovillard *et al.* (1991), Pérez-Infante *et al.* (1996), Mongenot *et al.* (1996), Davis *et al.* (1999) y Villamil *et al.* (1999), para explicar las condiciones anóxicas que prevalecieron durante la sedimentación de esta unidad. Erlich *et al.* (1999a, 1999b, 2000), indicaron 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.

Un punto de discusión ha sido la profundidad a la cual se sedimentó La Luna. Aportes en esta área han sido publicados por Lorente y Boesi (1988), Galea-Alvarez (1989), Lugo y Mann (1995).

Con relación a la ciclicidad observada en La Luna, pocos trabajos mencionan las causas probables de su origen, Pérez-Infante *et al.* (1996) plantearon la posibilidad de correlacionar las alternancias de calizas-margas y calizas-chert con cambios climáticos en la banda de Milankovich. Alberdi-Genolet y Tocco (1999) reportaron patrones de repetición cíclicos en la distribución de los metales traza en esta formación, probablemente relacionados con cambios en los valores de Eh. Cotillon *et al.* (2000), compararon los depósitos de la Cuenca de Cariaco con las formaciones La Luna y Querecual, indicando que la laminación y bandeamiento observado en estas unidades es el resultado de cambios climáticos relacionados con ciclos solares.

## CAPITULO II

### METODOLOGÍA

A continuación se describe la metodología empleada durante el desarrollo de la investigación:

#### *Recopilación de la información*

Esta etapa comprendió la recopilación de la información publicada relacionada con la Formación La Luna, tanto a nivel de superficie como subsuelo. Igualmente se realizó una investigación relacionada con la metodología empleada en estudios cicloestratigráficos y su aplicabilidad en la Formación La Luna.

#### *Campo*

La Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel aflora de forma continua y se encuentra estructuralmente poco disturbada. Estas características permitieron realizar la descripción detallada de la unidad y un muestreo a intervalos de 25 cm.

## *Laboratorio*

Las muestras recolectadas fueron procesadas para análisis petrográficos, bioestratigráficos y geoquímicos.

### **Petrografía**

El estudio petrográfico de 88 secciones delgadas estuvo dirigido a la descripción de los diferentes componentes (aloquímicos y ortoquímicos) y estructuras sedimentarias. El estudio bioestratigráfico se concentró en el reconocimiento de los diferentes grupos de foraminíferos pláncnicos y bénticos y sus proporciones relativas, en aquellas muestras que lo permitieron se realizaron conteos de 100 a 150 especímenes, comparando los resultados con los estimados visuales. El esquema zonal utilizado corresponde al presentado por Bralower *et al.* (1995) y Premoli Silva y Sliter (1999). La clasificación paleoecológica empleada fue la de Koutsoukos y Hart (1990).

### **Análisis de Carbonato de Calcio y Carbono Orgánico Total**

En la totalidad de las muestras recolectadas se realizaron análisis de carbonato de calcio y carbono orgánico total. Los mismos fueron elaborados en los laboratorios de Intevp S.A. de acuerdo con el siguiente procedimiento:

1. La muestra de mano se fracciona en pequeñas proporciones de 1 a 3 cm aproximadamente.
2. Las fracciones obtenidas se trituran en un mortero de ágata sobre bolsas plásticas para evitar la contaminación del envase.
3. Las porciones trituradas se introducen en cilindros pulverizadores de carburo de tungsteno, los cuales se colocan dentro de una máquina pulverizadora marca Shatterbox Spex modelo 8510, de 30 a 45 minutos.

4. Se retiran las muestras de los recipientes y se colocan sobre un papel de seda carente de poros con la ayuda de una espátula de poliuretano. Posteriormente, el polvo se introduce en unos recipientes de vidrio y se rotulan.
5. Los recipientes cilíndricos se lavan con detergente y se agrega ácido nítrico al 10%, se deja reposar por 5 minutos para que el ácido actúe firmemente eliminando cualquier residuo de la muestra anteriormente pulverizada. Se agrega agua destilada a los recipientes para neutralizar la acción del ácido. Los recipientes son secados con un compresor de aire que libera la humedad.

Para la determinación del carbonato de calcio se sigue el siguiente procedimiento:

1. En un beaker de 100 ml, se pesan 400 miligramos de muestra pulverizada y se añaden 20 ml de ácido clorhídrico a una concentración de 2N, agitando constantemente.
2. En los casos que queden sólidos en suspensión dentro de la solución se debe agregar una cantidad suficiente de acetona, hasta que desaparezcan los sólidos remanentes.
3. Se tapa el beaker con un trozo de papel de aluminio, al cual se le hacen dos orificios pequeños. Se somete a digestión en una plancha de calentamiento por tres horas a una temperatura de 45°C.
4. Finalizado el proceso de digestión se deja enfriar y se titula con una solución de hidróxido de sodio con una concentración de 1,3 N. Se agregan dos gotas de fenolftaleína a la muestra, en caso que el procedimiento se esté llevando a cabo manualmente.
5. Se añade hidróxido de sodio utilizando una pipeta de 50 ml y se agita hasta que la muestra adquiera una coloración púrpura, donde se detiene la operación.
6. Se anota el volumen de hidróxido de sodio gastado para el cálculo del porcentaje de calcio.

7. Se deja reposar la solución y se filtra en un crisol refractario para obtener la muestra libre de carbonatos. Se deja reposar la solución en el crisol refractario dentro de un horno a una temperatura aproximada de 50° C durante 12 horas.
8. Los datos de peso y volumen de álcali se introducen en una hoja de cálculo establecida con un programa para la determinación de las variables requeridas, en este caso la de carbonato de calcio.

Para la determinación del carbono orgánico total se siguen los mismos pasos iniciales aplicados para la obtención del carbonato de calcio, hasta el punto en donde la muestra es retirada del horno libre de carbonatos. Posteriormente, se debe seguir el siguiente procedimiento:

1. Se añaden dos medidas de catalizador de hierro (iron chip accelerator) al crisol refractario con el residuo libre de carbonato y tres medidas de Lecocel II (Acelerador de combustión para la determinación de C y S).
2. Se corre, al menos cinco veces, el mismo estándar para obtener la estabilidad en la señal de respuesta, en caso de no conseguir estabilidad en la señal se debe aplicar un factor de corrección matemático para lograr la calibración del equipo LECO CS-244.
3. Una vez calibrado el equipo, las muestras son procesadas durante 15 a 20 minutos, aproximadamente, para la obtención del porcentaje de carbono orgánico total, el cual es dado directamente por el equipo.

Las variaciones en el contenido de carbonato de calcio expresado en porcentaje p/p, fueron utilizadas en la definición de las facies sedimentarias empleadas en este estudio. Se reconocieron tres facies: calizas (> 80% de carbonato de calcio), calizas margosas (60 – 80% de carbonato de calcio) y margas (< 60 % de carbonato de calcio).



## **Elementos mayoritarios, minoritarios y traza**

Con base en las variaciones de carbonato de calcio y carbono orgánico total, se seleccionaron un total de 65 muestras distribuidas a lo largo de toda la sección, a las cuales se les determinaron los siguientes elementos mayoritarios, minoritarios y trazas: Ca, Al, Ti, Na, K, Fe, Si, Ni, P, Ba, Mn, Zn y V. La técnica aplicada fue la espectrometría de emisión con acoplamiento de plasma inductivo (ICP), los ensayos fueron realizados por el Laboratorio de Química Analítica de la Facultad de Ciencias, UCV, de acuerdo con el siguiente procedimiento:

1. Se pesa 0,1 gr de muestra triturada.
2. Se transfiere la muestra a los envases de teflón de un microondas.
3. Se añade primero el HF al 40%, dejándolo actuar por 20 minutos, luego el HNO<sub>3</sub> concentrado, se espera 15 minutos y por último H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> al 30%, dejándolo reaccionar por 20 minutos.
4. Se sella el envase control y sucesivamente los demás envases, colocándose en el carrusel del microondas.
5. Se ajusta el control de temperatura y presión de la vasija de control.
6. Al finalizar la programación, se espera hasta que disminuya la presión y la temperatura del contenido de los envases.
7. Se abren los envases y se agrega 10 y 20 ml de H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> al 5% a aquellas muestras que contengan 1,5 ml y 3 ml de HF respectivamente.
8. Se colocan de nuevo los envases sellados en el microondas con una nueva programación y se repite de nuevo el paso 6.
9. Una vez abiertos los envases, el contenido es transvasado cuantitativamente a balones de 100 ml con agua desionizada de 18 MΩ.
10. El contenido del recipiente es analizado en un espectrómetro Jarrell Ash modelo Iris de emisión con acoplamiento de plasma inductivo (ICP). Los estándares fueron corridos al principio, a los 10 minutos y al final de cada corrida.

## *Procesamiento de los resultados geoquímicos*

Con el fin de determinar la relación entre los elementos seleccionados, contenido de carbonato de calcio y carbono orgánico total, se calcularon los respectivos coeficientes de correlación de Pearson ( $r$ ), para lo cual se utilizó el programa NSSC 2000.

Se dice que dos variables son correlacionables, si al graficarlas se observa una tendencia significativamente rectilínea. El coeficiente de correlación es una medida que determina el grado de correlación lineal y se basa en el cálculo de la covarianza entre dos variables:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n - 1}$$

en donde  $x_i$  y  $y_i$  son las variables que se están comparando, con sus respectivas medias y  $n$  representa el tamaño de la muestra, se emplea  $n - 1$  con el fin de evitar un sobrestimado en el valor de la población (Swan y Sandilands, 1995).

La covarianza se emplea en muchos métodos estadísticos multivariados, pero puede tener un uso limitado debido a su dependencia con las unidades de medición que se empleen. Por ejemplo, la covarianza entre la longitud y el ancho de una especie de molusco tendrá un valor mayor si se utilizan milímetros en vez de centímetros. El resultado es menos satisfactorio si se emplean unidades diferentes. Este efecto puede eliminarse si se estandariza la data; es decir, si se divide la covarianza entre el producto de la desviación estándar ( $s_x s_y$ ). El resultado se conoce con el nombre de coeficiente de correlación de Pearson (Swan y Sandilands, 1995):

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n - 1)s_x s_y}$$

Los coeficientes de correlación varían desde  $-1$  (línea recta con una pendiente negativa) hasta  $1$  (línea recta con una pendiente positiva), donde estos dos extremos indican una relación fuerte entre las dos variables, pero con implicaciones diferentes en la interpretación. Los valores cercanos a cero indican una ausencia de tendencia rectilínea. Resulta importante establecer el significado del coeficiente de correlación, ya que el mismo dependerá del tamaño de la muestra, para lo cual se utiliza la siguiente prueba estadística (t) (Swan y Sandilands, 1995):

$$t = r \sqrt{(n - 2) / (1 - r^2)}$$

Los grados de libertad serán igual a  $n - 2$ . Para el cálculo del valor crítico de t se empleó la tabla de distribución de t que aparece publicada en Swan y Sandilands (1995)(Apéndice 1).

### *Análisis Espectrales*

El análisis espectral, es un método estadístico que detecta la ciclicidad regular en las series de tiempo. Una serie de tiempo, por definición, consiste de observaciones de un parámetro en particular, obtenidas a intervalos constantes de tiempo o espacio. El análisis espectral en este contexto se utiliza para el reconocimiento de ciclos regulares en términos de espesores más que en términos u orden de tipos de roca. No puede explicar el porqué existe una conexión entre las variaciones climáticas y la composición del sedimento, pero provee evidencias que soportan que esa conexión existe (Weedon, 1991).

Cualquier serie de tiempo puede ser tratada matemáticamente como la suma de varias ondas/componentes de frecuencia regular, cada una de las cuales puede tener

diferentes amplitudes y fases. La “importancia” de los diferentes componentes es determinada usando las amplitudes promedio involucradas. El periodograma obtenido (amplitud al cuadrado o poder es graficado contra la frecuencia) produce el espectro de poder. Todos los valores espectrales se encuentran entre la frecuencia 0 (longitud de onda infinita) y la frecuencia Nyquist o máxima frecuencia detectable ( $= \frac{1}{2} * \text{número de observaciones}$ ). Para cierto intervalo estudiado, la resolución de la frecuencia de un espectro es proporcional al número de muestras o puntos en la serie de tiempo (Weedon, 1991).

Con el fin de realzar la información en las series de tiempo, se aplican diversos procedimientos simples, los cuales se describen a continuación:

1) Interpolación

En la práctica, una serie de tiempo está representada por un número finito de observaciones. La mayoría de las técnicas de análisis de series demandan que la información se encuentre espaciada a intervalos iguales, pero en la práctica los datos recolectados están irregularmente espaciados, por lo que se requiere aplicar una correcta interpolación. El método más simple es la interpolación lineal entre dos puntos, sin embargo, existen otros métodos más sofisticados como el uso de la regresión polinomial y el método de “splines”, en donde la interpolación se calcula entre un grupo de puntos (Swan y Sandilands, 1995).

2) Remoción de la tendencia

Los análisis espectrales son diseñados para análisis de series de tiempo “estacionarias”; es decir, la media y varianza en la mitad superior de la serie es más o menos similar que en la mitad inferior de la serie. Cuando esto no sucede, la serie de tiempo posee una tendencia, la cual debe ser removida antes del análisis. Una forma que puede utilizarse para eliminar esta tendencia es aplicar el método de regresión lineal y sustraerlo punto a punto de la serie de tiempo (Swan y Sandilands, 1995).

### 3) Reducción de las oscilaciones de la data en los extremos del espectro

Las series de tiempo que varían suavemente, como aquellas compuestas de valores geoquímicos, terminan abruptamente en ambos extremos de la serie, por lo que en los análisis de Fourier, esto da como resultado que los extremos no puedan ser representados por la suma de senos y cosenos de diferente frecuencia. Como consecuencia, cada pico genuino en el espectro está asociado con pequeños lóbulos laterales que interfieren con los lóbulos laterales de otros picos genuinos. Estos lóbulos laterales pueden ser suprimidos forzando a disminuir gradualmente las oscilaciones de la data en los extremos hacia valores de cero amplitud (Weedon, 1991). Este procedimiento se puede lograr a través de los siguientes métodos (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1994):

- a) **Sustracción de la media experimental:** Se calcula la media experimental ( $m$ ) y se obtiene una nueva sucesión  $\{z'(i) = z(i) - m; i = 1, \dots, N\}$ , en donde  $N$  representa el número de datos a intervalos constantes. En la nueva sucesión, el primer coeficiente es igual a cero. La ventaja de este método, es que al calcular el peridograma, el valor del poder del espectro es cero para la frecuencia igual a cero, consecuentemente no se produce un escape del poder del espectro desde esta frecuencia a aquellas frecuencias adyacentes.
- b) **“Tapering”:** Consiste en multiplicar la sucesión experimental por una sucesión igual a 1 excepto en el 5% del inicio y el 5% del final de la sucesión, en donde la función tiende a cero en una forma lineal (Fig. 2A).
- c) **“Windowing”:** Este proceso es parecido al anterior, con la diferencia que la reducción abarca el 50% de la sucesión, en otras palabras afecta toda la secuencia. El proceso consiste en multiplicar la sucesión original por otra igual a 1 en su punto promedio y tiende a cero hacia los extremos. La forma en que tienda a cero definirá los distintos tipos de ventanas (Hanning, Parzen y Welch)(Fig. 2B.a, B.b y B.c).

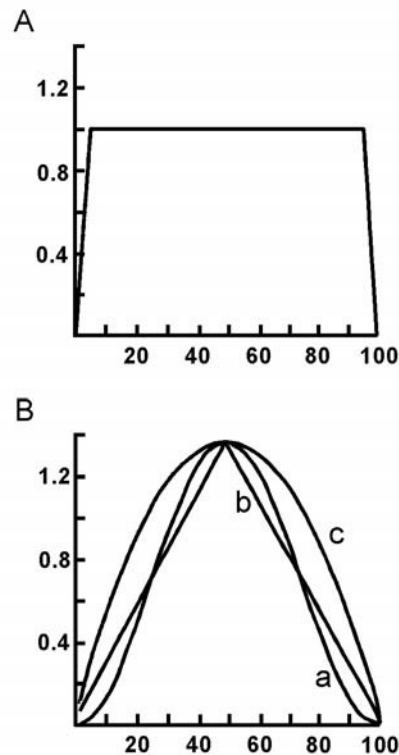


Fig. 2 A) Función de “tapering” aplicado al 5% del inicio y final de la sucesión. B) Función de “windowing”: a) ventana Hanning, b) Ventana Parzen, c) Ventana Welch (Tomado de Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1994).

#### 4) Estimación del espectro

El método clásico de investigar la ciclicidad en una serie de tiempo es a través del análisis espectral. Este método analiza la serie de tiempo en términos de su composición de frecuencias. Existen numerosos métodos matemáticos para la estimación del poder del espectro, los cuales se describen a continuación:

- a) Transformada Rápida de Fourier (Peridograma): El método más ampliamente utilizado para la detección de ciclos sedimentarios es el de las Transformadas Rápidas de Fourier (FFT). Este método asume que los procesos están compuestos de la superposición de un grupo de funciones sinusoidales, por lo que esta transformada descompone o separa una onda o una función en ondas sinusoidales de diferentes

frecuencias, las cuales suman el total de la onda original, de esta forma se distinguen las diferentes frecuencias y sus respectivas amplitudes (González, 2002). Para una frecuencia en particular en el peridograma de Fourier, el poder se determina a partir del coseno de la amplitud promedio al cuadrado más el seno de la amplitud promedio al cuadrado (Weedon, 1991). La data experimental tiene que ser una potencia en base a dos, si no es así debe generarse una nueva sucesión agregando ceros a la secuencia original. Los resultados obtenidos por este método son similares a los del método Blackman y Tukey, los cálculos del espectro frecuentemente son realizadas directamente de un conjunto de datos experimentales (Schwarzacher, 1993).

- b) Método de Blackman y Tukey: Conocido también como el estimador espectral indirecto de las Transformadas Rápidas de Fourier. En este método se estima la covarianza de los valores experimentales. Aplicando una ventana o filtro, se calcula la transformada de Fourier a fin de obtener la estimación del espectro de poder. El número de términos de la covarianza presentes en la estimación del espectro es igual a  $M$ , si  $M$  es igual a  $N-1$ , en donde  $N$  representa el número de valores experimentales, significa que la función de covarianza se estimó con un simple valor de covarianza experimental.  $M$  debe ser menor que la longitud de la secuencia  $N$ . Al disminuir el valor de  $M$ , se reduce la estimación de la varianza, pero incrementa la tendencia, disminuyendo la resolución. En la práctica el valor de  $M$  usualmente utilizado es  $M= N/2$  (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1994).
- c) Método Multitaper de Thompson: Se estima el espectro de poder utilizando la Transformada de Fourier y asignándole un número de “tapers” (filtros), de tal forma que sucesivas aplicaciones recuperan la información que se perdió en los procesos de filtrado previos. Las transformadas de Fourier discretas de las secuencias transformadas, se combinan para dar un espectro simple. Los estimados del poder en las

bandas de frecuencia sucesivas son estadísticamente independientes y pueden ser probados para su significado. Comparando los estimados individuales con el espectro continuo, se puede realizar una prueba por componentes. Esto es particularmente importante en la investigación de componentes periódicos y casi-periódicos en el espectro (Schwarzacher, 1993). Este método provee un espectro estimado óptimo en series de tiempo geológicas ruidosas (Sageman *et al.*, 1997).

- d) Método de la Máxima Entropía: Este método asume que la serie de tiempo se corresponde con un modelo autoregresivo, el cual es usado por la función de covarianza y maximiza la relación de entropía para estimar el espectro de poder. Este método tiene la desventaja que no dispone de pruebas estadísticas precisas para evaluar el significado de la frecuencia máxima, pero tiene mayor resolución que el método de Blackman y Tukey. Esta resolución puede incrementarse tomando un valor de  $M$  elevado, pero la escogencia es crítica debido a que con valores elevados de  $M$ , aparecen en el espectro picos falsos (Schwarzacher, 1993). Pardo-Igúzquiza *et al.* (1994), indican que el número de  $M$  términos que puede ser usado es similar al mostrado en el método de Blackman y Tukey, es decir, al disminuir el valor de  $M$  se reduce la estimación de la varianza, pero incrementa la tendencia, disminuyendo la resolución. Berger *et al.* (1991, cit. en Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1994), establecieron el valor de  $M$  como el 25% de  $N$ .
- e) Transformadas de Walsh: Un gran número de datos estratigráficos viene expresado en la forma de atributos los cuales pueden ser codificados en clases discretas (+1, -1), o en la forma de presencia o ausencia (0-1). En las funciones de Walsh sólo pueden tomarse dos valores y ellos están definidos sobre un intervalo limitado. Para una frecuencia en particular el peridograma de Walsh se calcula de una manera similar al empleado en las Transformadas de Fourier (Weedon,



1991). La desventaja del método es que las armónicas que se definen pueden ser ondas más complejas que pueden ser difíciles de interpretar y es el resultado de un sistema que contiene más de dos estados dependiendo del método de codificación (Schwarzacher, 1993).

#### 5) Suavizado del espectro

Las técnicas de suavizado son efectivas para reducir el ruido en las series de tiempo, especialmente para lograr mayor claridad gráfica. El principio es que el ruido tiende a ocurrir en las frecuencias elevadas, por lo tanto tiene efectos inconsistentes sobre las observaciones adyacentes, consecuentemente es reducido utilizando una función del tipo de media móvil (Swan y Sandilands, 1995). De acuerdo con el número y valor de los pesos, existen diferentes métodos (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1994):

- a) La técnica de Hanning: emplea tres términos con los siguientes pesos (0,25; 0,50; 0,25).
- b) La técnica de Hamming: similar al anterior en el número de términos pero varían los pesos (0,23; 0,54; 0,23).
- c) La media móvil con  $m$  términos de igual peso  $1/m$ .
- d) La definición explícita de un número de términos y el valor para cada peso.

### *Aplicación del análisis espectral en la Formación La Luna*

La Formación La Luna, en la sección de la quebrada San Miguel, presenta ciclicidad a diferentes escalas. Variaciones en el contenido de carbonato de calcio muestran patrones cíclicos desde una escala milimétrica hasta decenas de metros, caracterizados por la presencia de hemicyclos ricos en carbonato de calcio alternando con hemicyclos pobres en carbonato de calcio. Para la evaluación de esta ciclicidad se aplicaron análisis espectrales a dos escalas: a nivel de la sección completa (centimétrica) y a nivel petrográfico (milimétrica). Los algoritmos utilizados son los

que aparecen en los programas CYSTRATI y POWGRAF2 de Pardo-Igúzquiza *et al.* (1994).

Cystrati es el programa principal (Fortran 4.0) y utiliza 21 subrutinas externas. Las opciones que presenta el menú principal se indican en la Tabla I.

<b>Operación</b>	<b>Descripción</b>
<b>Introducir los datos</b>	El programa considera dos tipos de variables, una variable relacionada con el espesor de los estratos y una variable independiente del espesor de los estratos.
<b>Procesamiento de la variable relacionada con el espesor</b>	Si se desea además de la información de espesores de los estratos, el programa permite agregar información de litología y contactos.
<b>Variable con intervalo constante de muestreo</b>	Si los datos introducidos no son dependientes del espesor, pero los mismos no están separados a intervalos constantes. Esta opción permite generar una base de datos con espaciamiento constante empleando el método de “cubic splines”. La información que solicita es el intervalo de espaciamiento deseado, o en número de datos que se desean.
<b>Estadística básica</b>	Estimación de parámetros estadísticos como media, varianza, etc.
<b>Operaciones adicionales</b>	Esta opción permite el empleo de operaciones de filtro y suavizado, entre los que se incluyen: <ul style="list-style-type: none"> <li>- Sustracción de la media experimental.</li> <li>- “Tapering”5%.</li> <li>- “Windowing” (Ventanas de Parzen, Hanning y Welch).</li> <li>- Suavizado (técnicas de Hanning, Hamming, media móvil)</li> <li>- Completación con ceros.</li> </ul>
<b>Estimación del espectro de poder</b>	Cinco posibilidades están contempladas en esta opción: <ul style="list-style-type: none"> <li>- Blackman-Tukey</li> <li>- Transformadas de Fourier</li> <li>- Máxima Entropía</li> <li>- El método “Multitaper” de Thompson.</li> <li>- Transformadas de Walsh.</li> </ul>

Tabla I Opciones que contempla el programa CYSTRATI para la estimación de la ciclicidad en secuencias sedimentarias (Tomado de Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1994).

El programa Powgraf2 permite menos operaciones, las cuales incluyen la substracción de la media experimental como método de filtro, y para el cálculo de los espectros permite seleccionar entre los métodos de Transformadas de Fourier y Blackman-Tuckey. La principal ventaja que presenta este programa es que calcula, a través de un proceso autoregresivo de orden 1 (AR(1)), el nivel de ruido rojo (no periódico). Igualmente calcula los diferentes intervalos de confiabilidad (90%, 95% y 99%) usando una distribución chi-cuadrado. En el proceso de suavizado del espectro ofrece la posibilidad de utilización de las siguientes técnicas: Hanning, Hamming, media móvil o el operador puede definir el número y valor de los pesos que desea aplicar.

Para la generación de los espectros de poder en la secuencia completa, se utilizaron los datos de porcentaje de carbonato de calcio y carbono orgánico total siguiendo el siguiente procedimiento:

1. Se generó una nueva matriz de datos a partir de la interpolación de la información a intervalos de 10 cm, para ello se empleó el método de “cubic splines”.
2. La nueva matriz de datos generada fue filtrada utilizando el método de substracción de la media experimental con el fin de minimizar las amplitudes que pudieran obtenerse en frecuencias bajas.
3. El siguiente paso fue la estimación del espectro a partir de la aplicación de los métodos espectrales seleccionados. En este caso, con el fin de evaluar las amplitudes detectadas en la sección estudiada, se aplicaron y compararon diversos métodos a la secuencia completa y separadamente en las unidades informales reconocidas en la Formación La Luna. Seleccionándose el método de Transformadas Rápidas de Fourier (FFT), los peridogramas fueron suavizados utilizando una media móvil de período 3.
4. Una vez obtenidos los espectros, se procedió con la evaluación de las amplitudes obtenidas. Los límites de confiabilidad de 99%, 95%, 90% fueron calculados con el programa Powgraf2.

5. Para el cálculo de la periodicidad detectada a través de los análisis espectrales, se dividió la longitud del intervalo de separación entre los datos empleados (0,1 m) entre la frecuencia de los picos que presentaron una confiabilidad superior al 90%.
6. En ausencia de una calibración bioestratigráfica adecuada y con el fin de evaluar la hipótesis si la ciclicidad detectada en la Formación La Luna fue el resultado de procesos que actuaron en la frecuencia de Milankovitch (Apéndice 2), se examinaron las relaciones entre las longitudes de ondas de los diferentes picos identificados y se compararon con las relaciones entre los períodos actuales de los elementos orbitales. De acuerdo con Berger y Loutre (1989), los períodos de los elementos orbitales en el Cretáceo Tardío fueron ligeramente más cortos que los de hoy en día (por lo menos 2000 años más cortos para la oblicuidad y precesión). El uso de relaciones en la interpretación es independiente del tiempo absoluto y puede evitar algunos errores resultado de la estimación de las tasa de sedimentación (Boyd *et al.*, 1994).

En la evaluación de la ciclicidad observada a nivel milimétrico se siguió el siguiente procedimiento:

1. Las secciones delgadas que mostraban laminación fueron escaneadas. Con la ayuda de un procesador de imagen (Canvas 7), se determinó visualmente variaciones en la proporción relativa de los diferentes componentes a intervalos de 0,1 mm, definiéndose intervalos (o bandas) ricos y pobres en componentes carbonáticos.
2. Se generó una base de datos para cada sección definida por la variación en los espesores medidos de las bandas, a la cual se le sustrajo la media con el fin de eliminar la distorsión que se genera en la frecuencia cercana a cero.
3. Los espectros fueron obtenidos con el método de Transformadas Rápidas de Fourier (FFT). Los periodogramas fueron suavizados aplicando una función de tipo promedio móvil, específicamente la técnica Hamming.

4. Con el programa Powgraf2 se calcularon los límites de confiabilidad de 90%, 95% y 99%, y fueron graficados los espectros.
5. Se procedió al cálculo de las periodicidades de los ciclos seleccionados, dividiendo el intervalo de separación de los datos (0,1 mm) entre la frecuencia que presentaron los picos con mayor amplitud. Para la estimación de la duración en tiempo de los períodos obtenidos se utilizaron las tasas de sedimentación publicadas en la literatura para la Formación La Luna.

### *Presentación de resultados y Elaboración del informe final*

A lo largo del desarrollo de esta investigación, los resultados parciales fueron publicados en revistas y presentados en congresos de carácter nacional e internacional, permitiendo la discusión de los mismos con expertos del tema.

Una vez concluido el procesamiento de la información, se procedió a la evaluación de los resultados obtenidos y elaboración del informe final.

## CAPITULO III

### MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

#### *Generalidades*

La evolución geológica de la Cuenca de Maracaibo durante el Mesozoico-Cenozoico, está representada por una serie de secuencias depositacionales limitadas por discontinuidades que describen la dinámica de esta cuenca desarrollada en el margen norte de la placa de América del Sur (Macellari, 1988; Audemard, 1991; Pindell, 1993; Parnaud *et al.*, 1995; Lugo y Mann, 1995; entre otros). Parnaud *et al.* (1995) definen las siguientes etapas evolutivas (Fig. 3):

- Jurásico: etapa de “rifting”.
- Cretáceo Temprano a Tardío: etapa de margen pasivo.
- Cretáceo Tardío a Paleoceno Temprano: etapa transicional de depositación en un margen pasivo detrás de un arco compresivo.
- Paleoceno a Eoceno Medio: desarrollo de una cuenca “foreland” resultado de la colisión y obducción de la placa Caribe derivada del Pacífico y el margen pasivo de América del Sur.
- Eoceno Tardío a Pleistoceno: caracterizada por subsidencia de la cuenca “foreland” resultado de la colisión del arco de Panamá. Este episodio de deformación fue el responsable de la separación de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure.

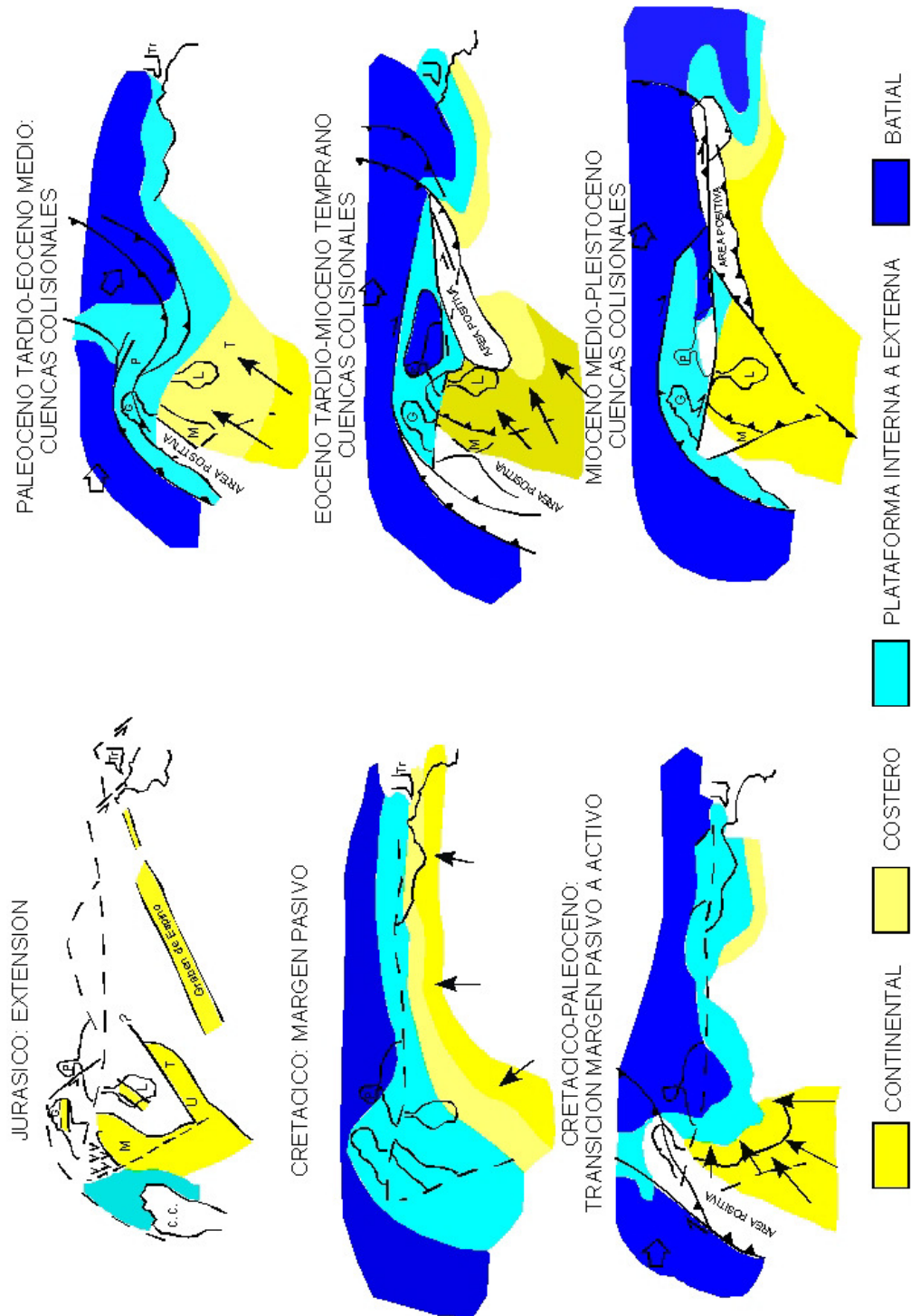


Fig. 3 Evolución geotectónica de Venezuela. M: Machiques; U: Uribante; T: Trujillo; L: Lago de Maracaibo; CC: Cordillera Central; G: Guajira; P: Paraguaná; Tr: Trinidad (modificado de Parnaud *et al.*, 1995).

A continuación se describen la estratigrafía, características litológicas generales y ambientes sedimentarios definidos para cada una de las secuencias depositacionales identificadas en la Cuenca de Maracaibo para el Mesozoico (Fig. 4).

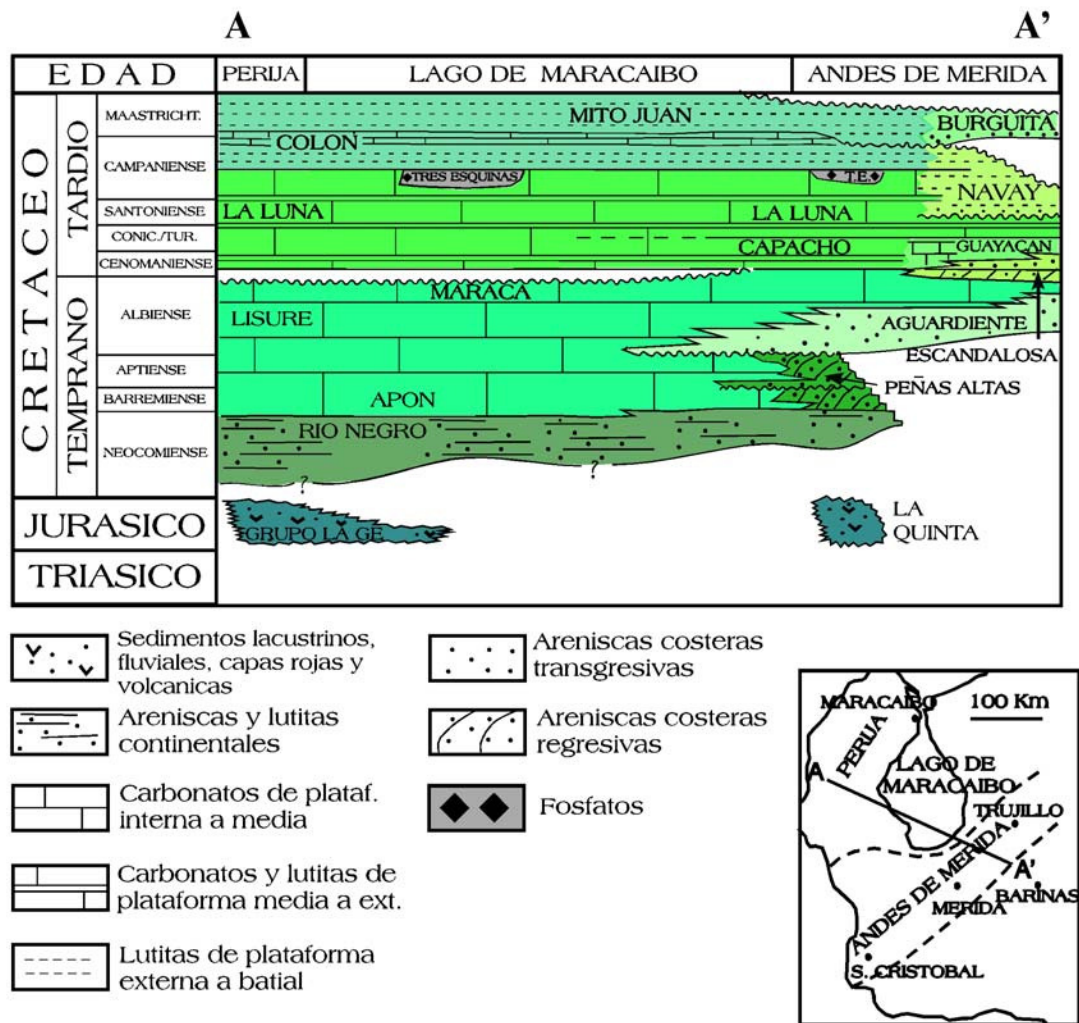


Fig. 4 Cuadro de Correlación para el Mesozoico en la Cuenca de Maracaibo (compilado de Parnaud *et al.*, 1995; Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997).



## *Jurásico*

La separación de Pangea durante el Triásico-Jurásico, comienza con la formación de una franja amplia de “rifts”, con volcanismo asociado, a lo largo de los márgenes actuales del océano Atlántico, Golfo de México y norte de América del Sur (Pindell, 1985; Eva *et al.*, 1989; Bartok, 1993, todos citados en Lugo y Mann, 1995). En el norte de América del Sur se han identificado cuatro “rifts”, tres de los cuales fueron invertidos durante el Terciario tardío y corresponden a los Andes de Mérida y Perijá, el cuarto ha sido profundamente soterrado debajo de depósitos del Cretáceo y Cenozoico de la Cuenca de Maracaibo y se conoce de pozos profundos (Lugo y Mann, 1995).

La sedimentación jurásica estuvo caracterizada por depósitos continentales asociados con volcánicas, se han reportado restos de plantas y de peces de agua dulce, y ostrácodos (Schubert *et al.*, 1979; Eva *et al.*, 1989, cit. en Lugo y Mann, 1995), definidos como Grupo La Ge en Perijá y Formación La Quinta en los Andes de Mérida. Las facies sedimentarias indican abanicos aluviales alternando con depósitos lacustrinos y de aguas salobres (Schubert *et al.*, 1979; cit. en Lugo y Mann, 1995). En la Península de la Guajira se han reconocido depósitos marinos de edad Jurásico (Renz, 1960, cit. en Lugo y Mann, 1995).

## *Cretáceo Temprano a Tardío*

A inicios del Cretáceo una transgresión marina avanzó sobre el cratón de Guayana. Esta transgresión fue episódica y se correlaciona con cambios eustáticos que ocurrieron a nivel mundial hasta el Cenomaniense-Campaniense (Parnaud *et al.*, 1995). La presencia de facies clásticas y carbonáticas regionalmente extensas, junto con un patrón de subsidencia que declinó exponencialmente durante el Barremiense

al Campaniense temprano es consistente con un margen pasivo (Lugo y Mann, 1995). El Arco de Mérida fue un rasgo positivo desde el Barremiense hasta el Santoniense, su origen así como el de otros arcos similares en Colombia y Ecuador no está claro, pero probablemente están relacionados con la reactivación de estructuras precámbricas o paleozoicas pre-existentes las cuales existían durante la subsidencia del margen pasivo (Lugo y Mann, 1995).

### **Neocomiense-Barremiense**

La secuencia sedimentaria para este intervalo se caracteriza por la acumulación de clásticos basales transgresivos típicos de facies fluviales y abanicos aluviales, depositados en los surcos de Machiques (Perijá), Uribante (Táchira) y Barquisimento (Trujillo), que presentan un espesor máximo de 1500 m en el surco de Machiques, y se conocen con el nombre de Formación Río Negro (Parnaud *et al.*, 1995; Lugo y Mann, 1995; Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997).

### **Aptiense**

Durante el Aptiense ocurre el primer episodio transgresivo. Los depósitos de este período están caracterizados por una sedimentación de plataforma marina somera con cambios laterales de facies. Hacia los Andes de Mérida, están caracterizados por areniscas litorales pertenecientes a la base de la Formación Peñas Altas.

Hacia el Lago de Maracaibo, la secuencia puede dividirse en tres intervalos: a) un intervalo inferior interpretado como un sistema encadenado transgresivo, reconocido como Miembro Tibú (Formación Apón) depositado en un ambiente de plataforma interna con desarrollo de barras litorales. Esta unidad consiste de calizas, areniscas calcáreas y lutitas arenosas, b) un intervalo medio que representa la máxima superficie de inundación (111 Ma, Haq *et al.*, 1987), que incluye el Miembro Machiques (calizas bituminosas), que pasa lateralmente al Miembro Guáimaras

(lutitas dolomíticas), ambos de la Formación Apón, depositados en un ambiente de plataforma media con intercalaciones de depósitos más someros, y c) un intervalo superior caracterizado por calizas coquinoideas masivas asociadas a un sistema encadenado de alto nivel, conocido como el Miembro Piché (Formación Apón), depositado en un ambiente de plataforma interna.

En los Andes de Mérida, continua la depositación de la Formación Peñas Altas en un ambiente litoral con desarrollo de barras (González de Juana *et al.*, 1980; Parnaud *et al.*, 1995).

### **Albiense – Cenomaniense temprano**

En el Albiense ocurre el segundo episodio transgresivo. Esta secuencia depositacional incluye las formaciones Lisure, Maraca, parte inferior de la Formación Capacho, Formación Aguardiente y parte inferior de la Formación Escandalosa (Parnaud *et al.*, 1995).

Esta secuencia se puede dividir en tres intervalos: a) un intervalo inferior que representa un sistema encadenado transgresivo, caracterizado por la depositación de areniscas glauconíticas, areniscas laminares, calizas glauconíticas y algunas lutitas, pertenecientes a la Formación Lisure en un ambiente de plataforma media. Al mismo tiempo, arenas transgresivas de la Formación Aguardiente y calizas fosilíferas de la Formación Maraca fueron depositadas en ambientes de plataforma interna a costero, b) el intervalo medio corresponde con la máxima superficie de inundación (97 Ma, Haq *et al.*, 1987), representado por las arenas S de la Formación Escandalosa depositadas en un ambiente de plataforma media. En el Lago de Maracaibo estos depósitos no están presentes pues han sido erosionados, y c) el intervalo superior representa un sistema encadenado de alto nivel, caracterizado por las areniscas R de la Formación Escandalosa depositadas en un ambiente litoral, el equivalente lateral en el Lago de Maracaibo está ausente por erosión (Parnaud *et al.*, 1995).

En Perijá y en el Lago de Maracaibo, Canache *et al.* (1994) identificaron un hiato de edad Cenomaniense temprano, donde la erosión truncó prácticamente la secuencia del Albiense. Parnaud *et al.* (1995) atribuyen este hiato a la colisión del arco volcánico Pacífico (placa del Caribe) con la corteza continental de la placa de América del Sur y a la deformación flexural en el frente de la carga aplicada. La cuenca “foreland” estuvo localizada al oeste de la Serranía de Perijá, y el “forebulge” asociado en las áreas de Perijá y Lago de Maracaibo. El levantamiento del “forebulge” resultó en emergencia y erosión durante el Cenomaniense temprano. Sin embargo, otros autores han discutido la probabilidad que la Formación Maraca se extienda hasta el Cenomaniense tardío.

Villamil y Pindell (1998) proponen la correlación de la Formación Maraca con el Miembro Guayacán de edad Cenomaniense tardío, exponiendo las siguientes razones:

- Las relaciones estratigráficas en otras regiones de Venezuela (p. Los Andes), en donde se observa la Formación La Luna sobre Guayacán. En Colombia, la Formación La Luna y equivalentes descansan sobre carbonatos de aguas someras de edad Cenomaniense tardío (Caliza Mermeti). Esta misma relación se puede extrapolar hacia Perijá.
- No encuentran evidencias de campo de la presencia de una discontinuidad de casi 4 Ma entre estas dos unidades. El contacto es plano y no muestra evidencias de exposición subaérea o subacuática. Con respecto a este punto Truskowsky *et al.* (1995) reportaron la presencia de paleokarsts en el tope de Maraca al oeste de Maracaibo que indican algunos períodos de exposición subaérea.
- Desde la sección media de Maraca hasta la sección inferior de La Luna, las facies indican una transgresión con un incremento en el contacto entre ambas (superficie transgresiva). Un aumento en la velocidad de la transgresión podría justificar el contacto y la presencia de granos fosfáticos dispersos en la base de La Luna, los cuales no pueden indicar un hiato tan grande.

- Adicionalmente a la evidencia estratigráfica extrapolada desde Los Andes y Colombia, no encuentran una explicación viable para esa discordancia. Fue la cuenca levantada y erosionada por millones de años?, hay evidencias de tal levantamiento?. Si es así, por qué el tope de Maraca es plano y regular?, dónde están los depósitos producto de la erosión?, por qué la discordancia se desarrolló en las zonas distales y no en las proximales?. Por último, estos autores indican que la región de Venezuela no fue afectada por la placa Caribe hasta finales del Cretáceo, durante la sedimentación de las formaciones Colón y Mito Juan.

### **Cenomaniense tardío – Campaniense temprano**

Durante este intervalo se depositaron las formaciones La Luna y Capacho (con sus miembros Seboruco y Guayacán) en la cuenca de Maracaibo, y las formaciones Escandalosa (arenas P y O) y Navay (con sus miembros La Morita y Quevedo). La presencia de capas con cenizas volcánicas en la base de La Luna sugiere la presencia del arco Pacífico (placa Caribe) hacia el oeste (Parnaud *et al.*, 1995).

En este intervalo se han reconocido tres episodios transgresivos, cada uno de los cuales culmina con superficies de máxima inundación, los sistemas encadenados de alto nivel para cada secuencia y sus correspondientes límites de secuencia no están determinados con precisión. Dos sistemas de facies pueden identificarse. Hacia el oeste se observan facies lutíticas y calcáreas depositadas en ambientes de plataforma media a batial pertenecientes a la Formación La Luna, mientras que hacia el este, se observan depósitos litorales reconocidos como arenas P de la Formación Escandalosa y el Miembro La Morita de la Formación Navay (Parnaud *et al.*, 1995).

De acuerdo con Villamil y Pindell (1998), la primera superficie de máxima inundación se puede definir en la base de la Formación La Luna, de edad Cenomaniense tardío, con el límite Cenomaniense-Turonense a pocos metros sobre

esta superficie. Según Parnaud *et al.* (1995) este evento no es tan obvio. Hacia la cuenca de Barinas-Apure se tiene la depositación de las lutitas y calizas de la Formación Navay en ambientes de plataforma interna a media y las arenas costeras de la Formación Escandalosa (Erlich *et al.*, 1999a).

La segunda superficie de máxima inundación está bien definida en la cuenca de Barinas-Apure, en la base de las lutitas del Miembro La Morita, es equivalente al datum de 88 Ma de Haq *et al.* (1987, cit. en Parnaud *et al.*, 1995). En la Formación La Luna, está caracterizada por un nivel de concreciones fosilíferas lateralmente continuo (Villamil y Pindell, 1998). Erlich *et al.* (1999a) ubican este evento transgresivo dentro del Coniaciense-Santonense.

La tercera superficie de máxima inundación ocurre en el Miembro Tres Esquinas (lutitas fosfáticas, glauconíticas y piritas), y de acuerdo con Parnaud *et al.* (1995) corresponde con el datum de 79 Ma de Haq *et al.* (1987), sin embargo existen muchas discrepancias con respecto al origen de los fosfatos característicos de esta unidad. Procesos de retrabajo y erosión parecen haber jugado un papel importante durante la sedimentación de esta unidad (Erlich *et al.*, 2000, Parra *et al.*, 2000).

De acuerdo con Villamil y Pindell (1998), la sección condensada de Tres Esquinas puede representar un límite de secuencia. No se puede demostrar una caída del nivel relativo del mar en la base de esta unidad, pero se observa un “downlap” de las lutitas de la Formación Colón, que puede ser interpretado en afloramientos y observarse en sísmica. De Romero y Galea-Alvarez (1995) reportan un hiato de casi 8 Ma de duración en el tope de la Formación La Luna, igualmente Lorente *et al.* (1997) indican la posibilidad de la existencia de un hiato entre el tope de la Formación La Luna y la base de la Formación Colón, que abarca los niveles superiores del Campaniense y los inferiores del Maastrichtiense (ausencia parcial de la Zona de *G. calcarata* y la Zona de *G. havanensis*). Este hiato sería el reflejo de un evento tectónico pre- Formación Colón.

## **Campaniense tardío – Maastrichtiense**

A finales del Cretáceo, se inicia una nueva etapa tectónica caracterizada por la colisión del arco Pacífico (placa del Caribe) con la placa de América del Sur. Esta colisión transformó el margen pasivo en un cinturón activo, creando una cuenca “foreland”, sin embargo, hacia el norte y noreste persistieron las condiciones de margen pasivo (Parnaud *et al*, 1995).

La colisión del arco Pacífico (placa Caribe) formó un “foredeep” en la cuenca de Maracaibo, caracterizado por la sedimentación de las lutitas de la Formación Colón interpretado como un sistema transgresivo con superficies de transgresivas indeterminadas, suprayacentemente se depositaron las arenas de la Formación Mito Juan interpretadas como un sistema encadenado de alto nivel. El “forebulge” asociado migró a la cuenca de Barinas-Apure, sedimentándose las arenas costeras de la Formación Burguita (Parnaud *et al.*, 1995).

### *Formación La Luna*

La Formación La Luna 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)(Fig. 5). La localidad tipo de esta formación está ubicada en la quebrada La Luna, a unos 200 m al oeste de la hacienda La Luna, 16 Km al oeste de Villa del Rosario, distrito Machiques, estado Zulia, sierra de Perijá (Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997).

Esta formación consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fétidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, delgadamente estratificadas y laminadas, densas, de color gris oscuro a negro; la ftanita negra es

frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas; las concreciones elipsoidales a discoidales de 10 a 80 cm de diámetro son características típicas de la formación, que permiten reconocerla a nivel de afloramiento. Muchas de las concreciones contienen amonites y otros macrofósiles en su interior. Las capas de calizas varían en espesor de 1 a 2 cm hasta unos 50 cm, con estratificación uniforme y monótona.

En la región de Trujillo-Lara, 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) proponen incorporar en esta unidad al Miembro Tres Esquinas por lo transicional de su contacto, este miembro está representado por un nivel delgado fosfático-glaucónítico.

El espesor de la Formación La Luna en la cuenca de Maracaibo varía entre 100 y 300 m, con tendencia a aumentar de sur a norte (Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997; González de Juana *et al.*, 1980).

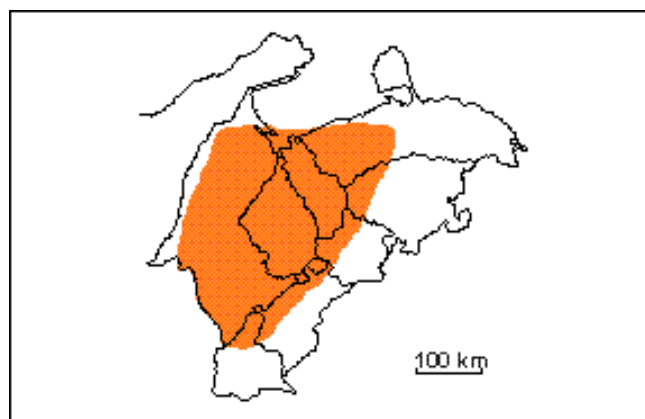


Fig. 5 Extensión geográfica de la Formación La Luna en Venezuela occidental (Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997).



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; Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997).

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 2,5 a 10,8%, con un promedio de 5,6%. La materia orgánica es principalmente de origen marino. El índice de hidrógeno (HI) 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).

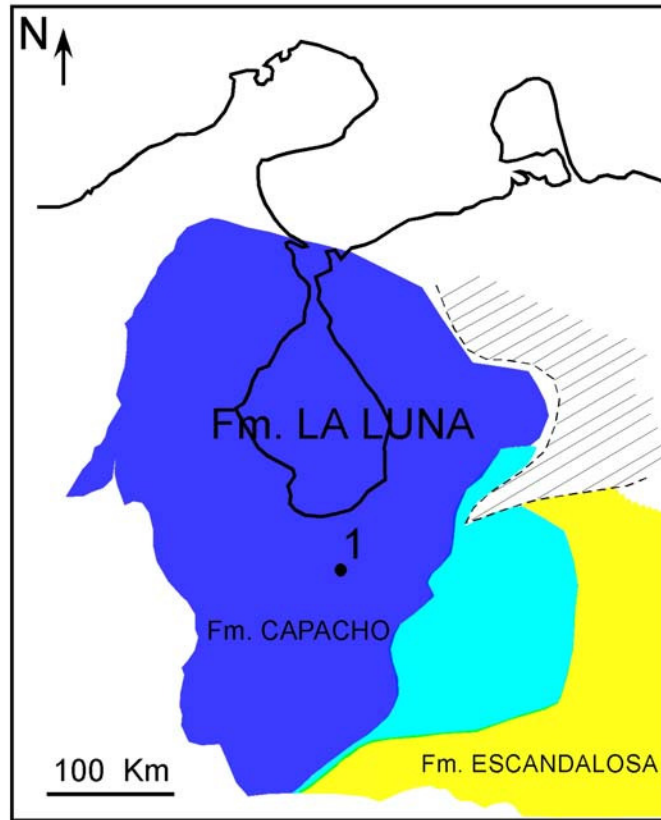
Escandón *et al.* (1993) y Pratt *et al.* (1993b) reconocen dos facies geoquímicas dependiendo del contenido de sulfuros. Las facies ricas en sulfuro incluyen las lutitas del Cenomaniense y del límite Cenomaniense-Turonense, las cuales probablemente fueron las primeras en generar hidrocarburos en toda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

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. Lorente y Boesi (1988) proponen un incremento en la profundidad durante la sedimentación de esta unidad subiendo en la sección, desde profundidades

de 100 m durante el Turoniense, hasta profundidades cercanas a 1000 m durante el Campaniense. Galea-Alvarez (1989) también propone un incremento en la profundidad hacia el tope de La Luna, con una profundidad inicial estimada de 50 m alcanzando profundidades máximas de 400 y 700 m, acompañado de un aumento en el contenido de oxígeno en las aguas de fondo. Erlich *et al.* (1999a) indican que la disminución en el contenido de foraminíferos plácticos durante el Santoniense al Campaniense 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 150 m basado en el modelo de Byers (1977, cit. en Lugo y Mann, 1995). Pérez-Infante *et al.* (1996) indican que las condiciones ambientales durante la sedimentación de esta unidad corresponden a una plataforma distal con muy bajo aporte de siliciclásticos (Fig. 6).

Diversos autores han discutido acerca de los factores globales y regionales que actuaron durante la sedimentación de La Luna, la combinación de cambios relativos del nivel del mar, ocurrencia de eventos oceánicos anóxicos (EOA) y corrientes de surgencia migratorias han sido propuestos por Macellari y De Vries (1987), Galea-Alvarez (1989), Tribovillard *et al.* (1991), Pérez-Infante *et al.* (1996), Mongenot *et al.* (1996), Davis *et al.* (1999) y Villamil *et al.* (1999), para explicar las condiciones anóxicas que prevalecieron durante la sedimentación de esta unidad. Erlich *et al.* (1999a, 1999b, 2000), 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.

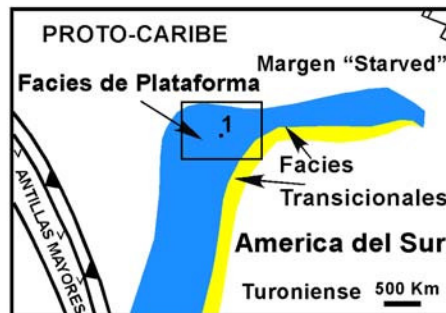


**CARBONATOS Y LUTITAS  
PLATAFORMA EXTERNA A BATIAL  
SUPERIOR**

**ARENISCAS Y CARBONATOS  
PLATAFORMA INTERNA  
A MEDIA**

**CLASTICOS COSTEROS**

**POSICION ACTUAL  
DE LAS NAPAS DE LARA**



**●<sup>1</sup> SECCION QUEBRADA SAN MIGUEL**

Fig. 6 Distribución de facies y mapa paleogeográfico para el intervalo Cenomaniense tardío-Campaniense temprano (modificado de Parnaud *et al.*, 1995; Pindell, 1993).

Como resultado de las condiciones de sedimentación durante el tiempo de depositación de la Formación La Luna, contiene pocos fósiles béticos. En el grupo de foraminíferos, dominan las formas pláncticas globulares (géneros *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Whiteinella*), formas con quillas están ausentes o son muy raras (géneros *Dicarinella*, *Marginotruncana*), hacia la región sur de la cuenca de Maracaibo y en la cuenca de Barinas-Apure se observa un incremento de *Rotalipora* sp. El grupo de foraminíferos béticos incrementa hacia el tope de la formación. En general pueden identificarse representantes de los géneros *Siphogenerinoides*, *Orthokarstenia*, *Lenticulina*, *Bolivina* y *Praebulimina*, mientras que en estratos más antiguos se observa *Neobulimina* sp (Erlich *et al.*, 1999a). Adicionalmente, De Romero y Galea-Alvarez (1995) reportan *Bolivinooides culverensis* y *Bolivinooides sirticus* en el Miembro Tres Esquinas.

En el grupo de los ammonites se han reportado la presencia de *Coilopoceras*, *Barroisiceras*, *Hoplitoides*, *Neoptychites?*, *Peroniceras*, *Texanites*, *Parelenticeras*, *Acanthoceras*, *Protocanthoceras*, *Fagesia*, *Nannovascoceras*, *Vascoceras*, *Paramammites*, *Pseudoneoptychites*, *Neoptychites*, *Mammites*, *Watinoceras*, *Kamerunoceras*, *Mitonia*, *Forresteria*, *Prionocycloceras*, *Harleites* y *Gauthiericeras*. Adicionalmente se ha reportado la presencia de *Inoceramus* (Sutton, 1946; Liddle, 1946; Renz 1959, 1982; todos citados en Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1997).

La edad de la Formación La Luna es Cenomaniense tardío (Zona de *Rotalipora cushmani*) hasta el Campaniense tardío (Zona de *Globotruncanita calcarata*)(Lorente *et al*, 1997).

## *Geología Estructural Local*

En la Fig. 7 se presenta un mapa geológico del sector Mesa Bolívar en donde se encuentra ubicada la sección de la quebrada San Miguel. Alezones y Padrón (1992) reconocieron tres bloques con distintos estilos estructurales.

El bloque A, al sureste del mapa, se compone de unidades terciarias (Grupo Orocué y formaciones Mirador, Carbonera, León y Palmar) en contacto de falla con rocas graníticas, esta falla posee un buzamiento al sur y un transporte tectónico al NW. Los planos de estratificación en este bloque se encuentran también buzando al sur, con ángulos promedios de 30°. Al norte, el bloque se encuentra limitado por una falla, la cual fue interpretada por la ausencia de la Formación Mito Juan (Cretáceo Tardío), con buzamiento norte y corresponde a un “backthrust” de la falla principal, la cual posee transporte tectónico al sureste.

En el bloque B, al norte del anterior (Fig. 7), afloran las formaciones cretácicas Capacho, La Luna y Colón en una estructura anticlinal con dirección SW-NE de doble inmersión, la nariz o terminación periclinal se encuentra orientada al SW. En el bloque C al nor-noroeste del mapa (Fig. 7), aflora la Formación Colón en contacto transicional y concordante con la Formación Mito Juan y unidades terciarias (Grupo Orocué y formaciones Mirador, Carbonera, León y Palmar). Este bloque es el de mayor complejidad estructural, presenta un “backthrust” que se desplaza intra Formación León y corta a la Formación Carbonera hasta aflorar en superficie. Este corrimiento posee un buzamiento al norte y transporte tectónico al sureste. Los planos de estratificación no poseen una disposición homogénea, probablemente producto de este retrocorrimiento. La dirección de los planos de falla y las familias de los planos de estratificación indican una compresión NW-SE (Alezones y Padrón, 1992).

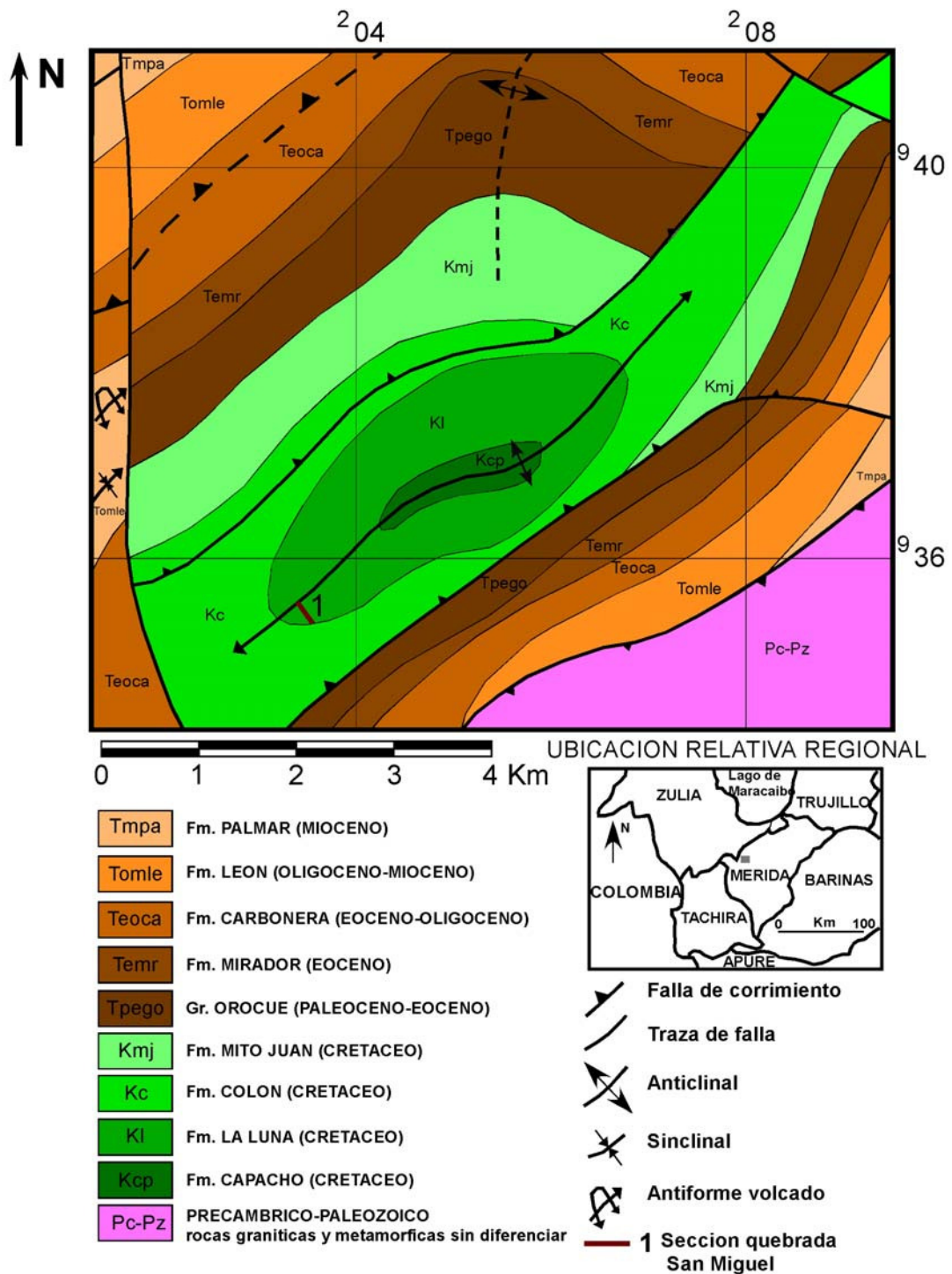


Fig. 7 Mapa geológico del sector Mesa Bolívar, mostrando la ubicación de la sección de la quebrada San Miguel (modificado de Alezones y Padrón, 1992)

## **CAPÍTULO IV**

### **ESTRATIGRAFIA LOCAL**

#### *Generalidades*

La Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel aflora en el núcleo de un anticlinal simétrico, infrayacente a las lutitas de la Formación Colón. Presenta un espesor aproximado de 22 m, el contacto inferior no está expuesto y el contacto con la unidad suprayacente está cubierto y se asume concordante. A nivel de afloramiento, la unidad se caracteriza por la presencia de margas negras intercaladas con calizas negras. Es común la presencia de concreciones de tamaño variable entre 0,30 a 1,50 m de longitud y, en menor proporción, capas silicificadas muy delgadas con espesores que varían entre 3 a 20 cm.

Dos unidades informales pueden ser reconocidas. En la unidad inferior dominan las margas, concreciones y capas silicificadas (Fig. 8A), mientras que en la unidad superior incrementan las calizas, las concreciones y capas silicificadas son escasas (Fig. 8B). El tope de la formación presenta un nivel fosfático-glauconítico de un metro de espesor conocido como Miembro Tres Esquinas (Fig. 9).

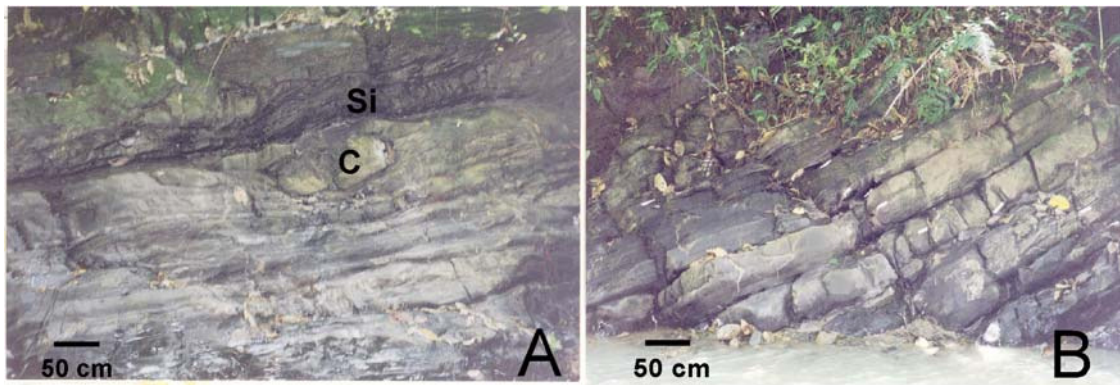


Fig. 8 A) Unidad informal inferior caracterizada por el dominio de margas, concreciones y capas silicificadas, B) Unidad informal superior caracterizada por un incremento de las capas de calizas. C: concreciones, Si: capas silicificadas.



Fig. 9 El tope de la Formación La Luna está caracterizado por un nivel glauconítico-fosfático de 1 m de espesor reconocido como Miembro Tres Esquinas, en la foto se observa con una coloración más oscura y se señala con la flecha.

A diferencia de otras secuencias cretácicas depositadas en condiciones ambientales similares a la Formación La Luna, no es fácil reconocer a nivel de afloramiento las variaciones en el contenido de carbonato de calcio presentes en esta unidad, especialmente en la unidad inferior.



Einsele y Ricken (1991) señalaron que ciertos afloramientos caracterizados por alternancias que consisten de dos fases principales de arcilla y carbonato de grano fino, bajo ciertas condiciones, no muestran cambios litológicos distintivos o características de estratificación. Las transiciones de margas a calizas usualmente se observan en rocas litificadas meteorizadas, cuando el contenido de carbonato de calcio sobrepasa cierto valor (límite de meteorización). Una secuencia rítmica puede ser reconocida en el campo solamente si las capas alternantes tienen un contenido de carbonato que oscile alrededor de este límite de meteorización (Fig. 10).

El contenido de carbonato que define el límite de meteorización depende del clima, de la exposición y de la duración de los procesos de meteorización, estando el mismo relacionado con la porosidad, tipo y tamaño de grano de la fracción carbonática. Para muchas alternancias típicas de calizas-margas en varias zonas climáticas en Europa y Norteamérica, los valores del límite de meteorización oscilan entre 65 y 85% de carbonato de calcio (Einsele y Ricken, 1991).

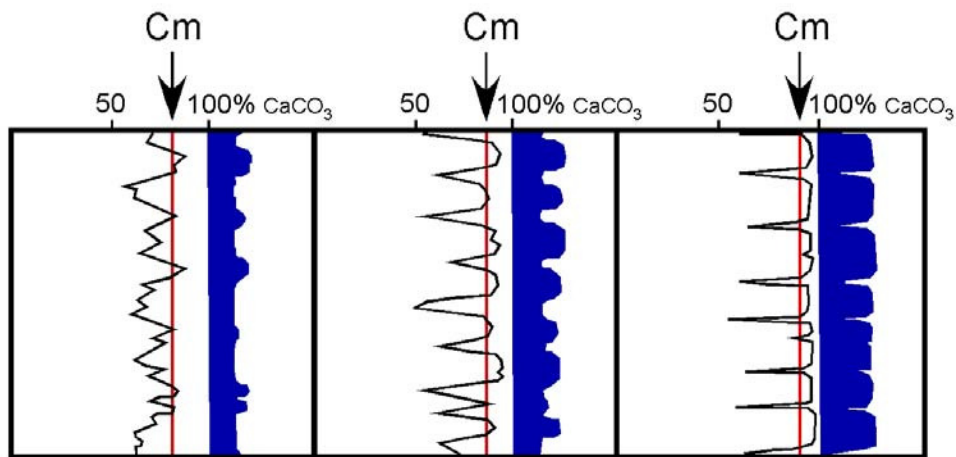


Fig. 10 Diferentes tipos de alternancias de calizas-margas litificadas, curvas de carbonato y perfiles de meteorización (azul). Cm: contenido de carbonato en el límite de meteorización (modificado de Ricken, 1986).

En el caso específico de la Formación La Luna en la sección estudiada, el límite de meteorización es elevado y principalmente en la unidad superior, en donde incrementa el contenido de carbonato de calcio, es posible diferenciar superficies de estratificación. Con el fin de evaluar las variaciones en el contenido de carbonato de calcio obtenidas en muestras tomadas a intervalos de 25 cm, se aplicó el criterio de clasificación empleado por Cotillon y Rio (1984) definiéndose tres tipos litológicos: calizas ( $\text{CaCO}_3 > 80\%$ ), calizas margosas ( $\text{CaCO}_3$  entre 60 y 80%) y margas ( $\text{CaCO}_3 < 60\%$ ).

### *Tendencias generales*

En la Fig. 11 se observan las principales tendencias observadas en el contenido de carbonato de calcio, carbono orgánico total, relación de foraminíferos plácticos/bénticos y relación entre los diferentes grupos de foraminíferos bénticos. Los resultados de los análisis de carbonato de calcio y carbono orgánico total se presentan en el Apéndice 3.

El contenido de carbonato incrementa hacia el tope de la secuencia, en la unidad inferior dominan las margas y calizas margosas, mientras que en la unidad superior incrementan las calizas (Fig. 11).

Cada uno de los litotipos reconocidos presenta tanto niveles laminados como no laminados, predominando los primeros. Hacia el tope de la unidad se observan niveles bioturbados, caracterizados por secciones más o menos circulares (de pocos milímetros a 1 cm de diámetro) rellenas de foraminíferos, o por la interrupción en la laminación (Fig. 12).

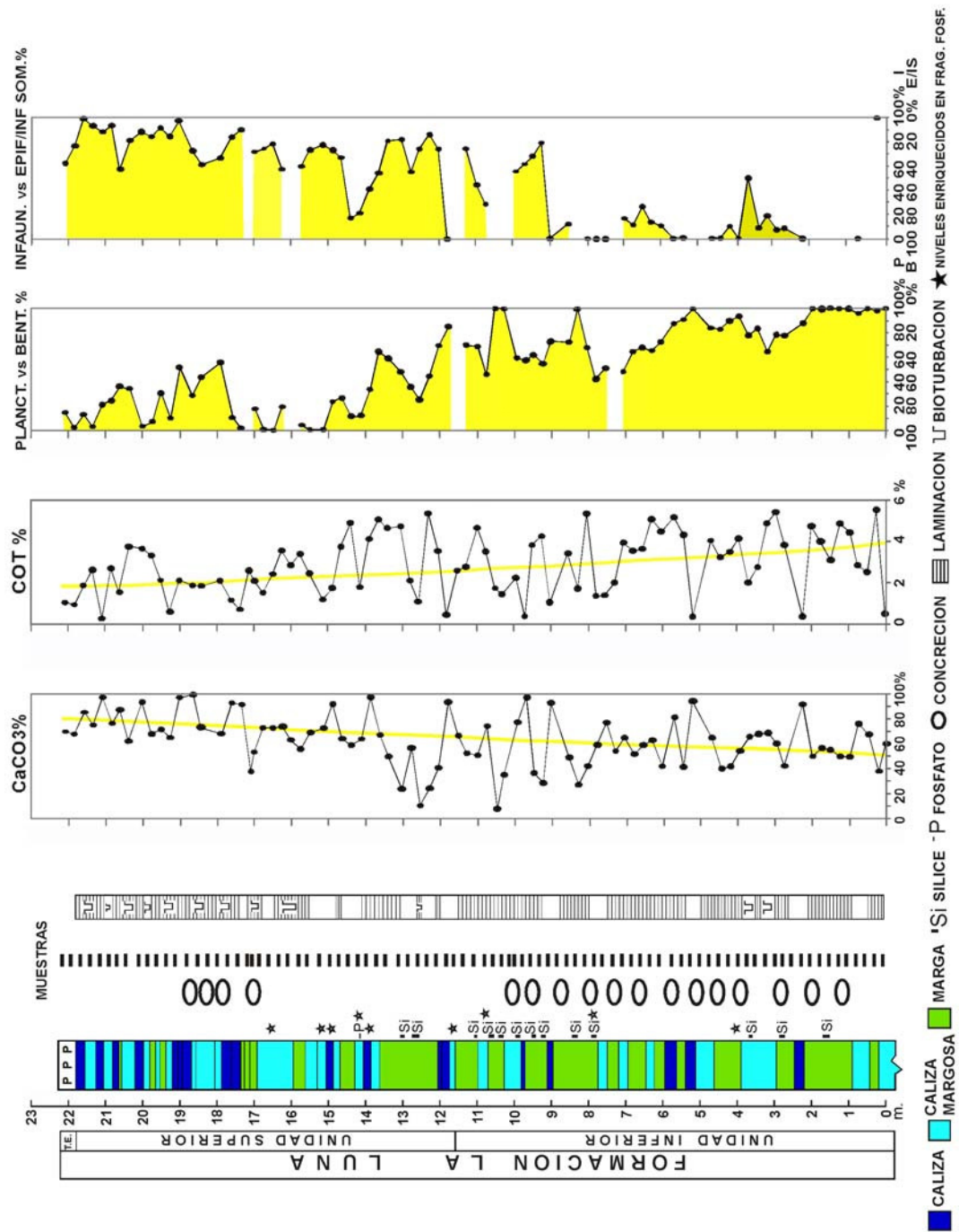


Fig. 11 Tendencias generales observadas en el contenido de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3\%$  p/p), carbono orgánico total (COT% p/p), relación de foraminíferos plácticos/bénticos (P/B) y proporciones entre los diferentes grupos de foraminíferos bénticos (infaunales I/ epifaunales a infaunales someros E/IS) observados en la Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel. En amarillo se indica la tendencia en la variación de  $\text{CaCO}_3\%$  p/p ( $y = 51,049\text{Ln}(x) - 202,02$ ,  $R^2 = 0,91$ ) y COT % p/p ( $y = 29,686\text{Ln}(x) + 40,276$ ,  $R^2 = 0,91$ ) en la sección estudiada.



Fig. 12 Fotografía de una caliza margosa (a 19,52 m), en donde se observan horadaciones señalizadas con una línea blanca, representadas por secciones más o menos circulares rellenas principalmente por foraminíferos bénticos.

El contenido de carbono orgánico total expresado en porcentaje p/p (COT) varía entre 0,3 a 5,54%, presenta una correlación negativa con el porcentaje de carbonato de calcio (Fig. 13), incrementando en los niveles laminados (Fig. 14). El coeficiente de correlación de Pearson es de  $-0,43$ , con un nivel de confiabilidad superior al 99,5%. Los valores mayores de COT se observan en la base de la unidad (promedio  $\sim 4\%$ ), disminuyendo hacia el tope (promedio  $\sim 2\%$ )(Fig. 11).

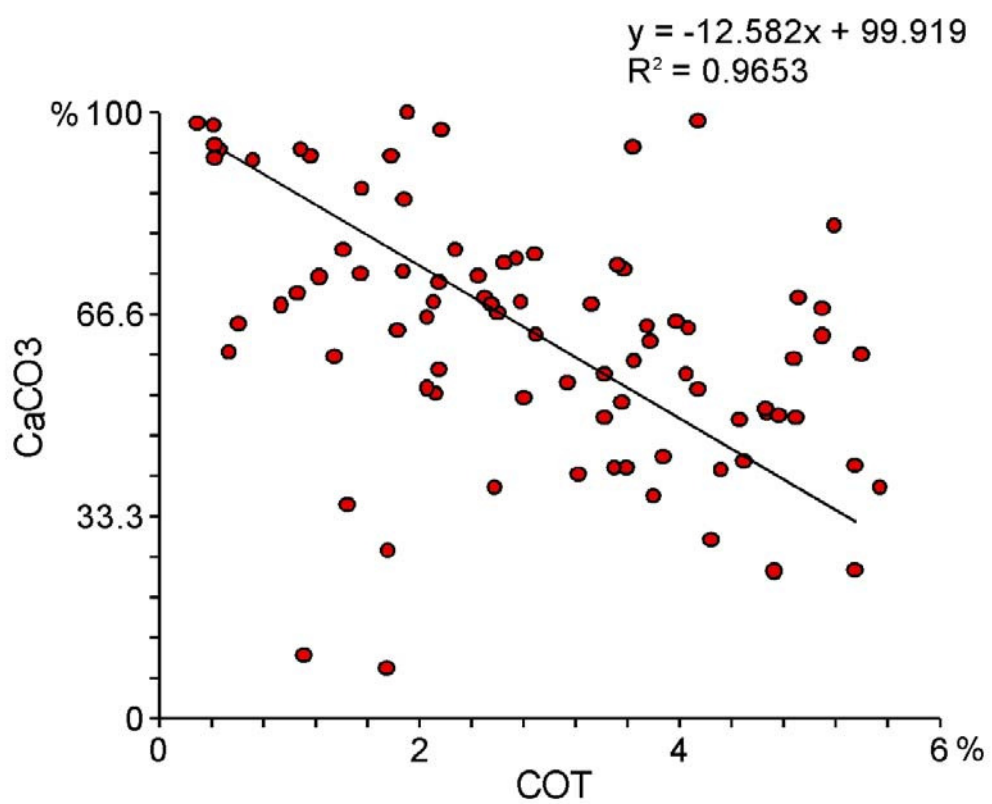


Fig. 13 El carbono orgánico total presenta una correlación negativa con relación al contenido de carbonato de calcio. El coeficiente de correlación de Pearson (r) es de  $-0,43$ , con un nivel de confiabilidad mayor al 99,5% (t).

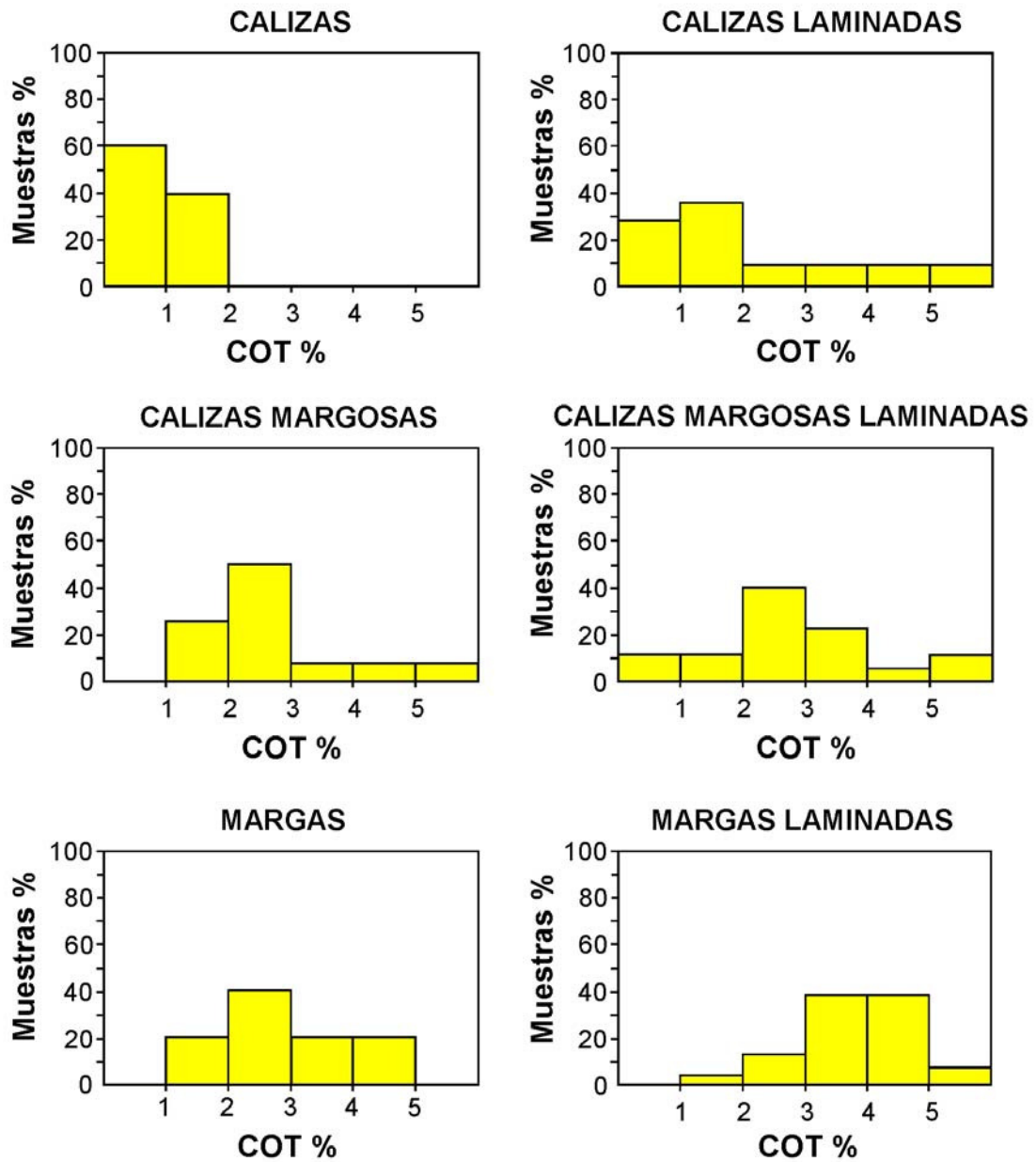


Fig. 14 Histogramas mostrando las variaciones en el porcentaje de carbono orgánico total (COT% p/p) en cada uno de las litofacies identificadas.

La fracción de aloquímicos está compuesta principalmente por foraminíferos (3-30%). Los foraminíferos plácticos dominan en la unidad informal inferior disminuyendo hacia el tope de la sección, mientras que los béticos presentan una tendencia inversa (Fig. 11). En menor proporción, pueden observarse restos de peces fosfatizados, intraclastos fosfatizados (< 3%), y fragmentos de inocerámidos (< 1%). Los inocerámidos están presentes principalmente en la unidad inferior. Estos componentes están embebidos en una matriz formada por lodo carbonático, arcillas y materia orgánica. En las calizas y calizas margosas de la unidad superior, se observó cuarzo detrítico en proporciones menores al 1%.

En ocasiones, en las calizas y calizas margosas pueden observarse niveles con concentraciones elevadas de restos de peces e intraclastos fosfatizados (> 40%) (Fig. 15A), siendo particularmente abundantes en la base de la unidad superior.

En los intervalos laminados puede observarse, a nivel petrográfico, la presencia de peloides fosfatizados más o menos circulares, con un diámetro que varía entre 0,45 a 4 mm, la laminación se observa deformada alrededor de estos peloides sugiriendo un origen diagenético temprano (Fig. 15B). Zapata *et al.* (2000) reportaron en esta secuencia procesos de diagénesis temprana con poca evidencia de diagénesis de soterramiento.

Las características sedimentológicas en los niveles silicificados son muy similares a las observadas en los litotipos carbonáticos. El contenido de carbonato de calcio varía entre 8 y 54%, han sufrido un proceso diagenético de silicificación intenso, los fósiles en su mayoría están totalmente silicificados siendo muy difícil su identificación taxonómica, aparentemente están representados por foraminíferos plácticos y radiolarios(¿) (Furrer, comunicación personal) (Fig. 15C). La sílice probablemente proviene de la disolución postdeposicional de los caparzones síliceos depositados en estos niveles.

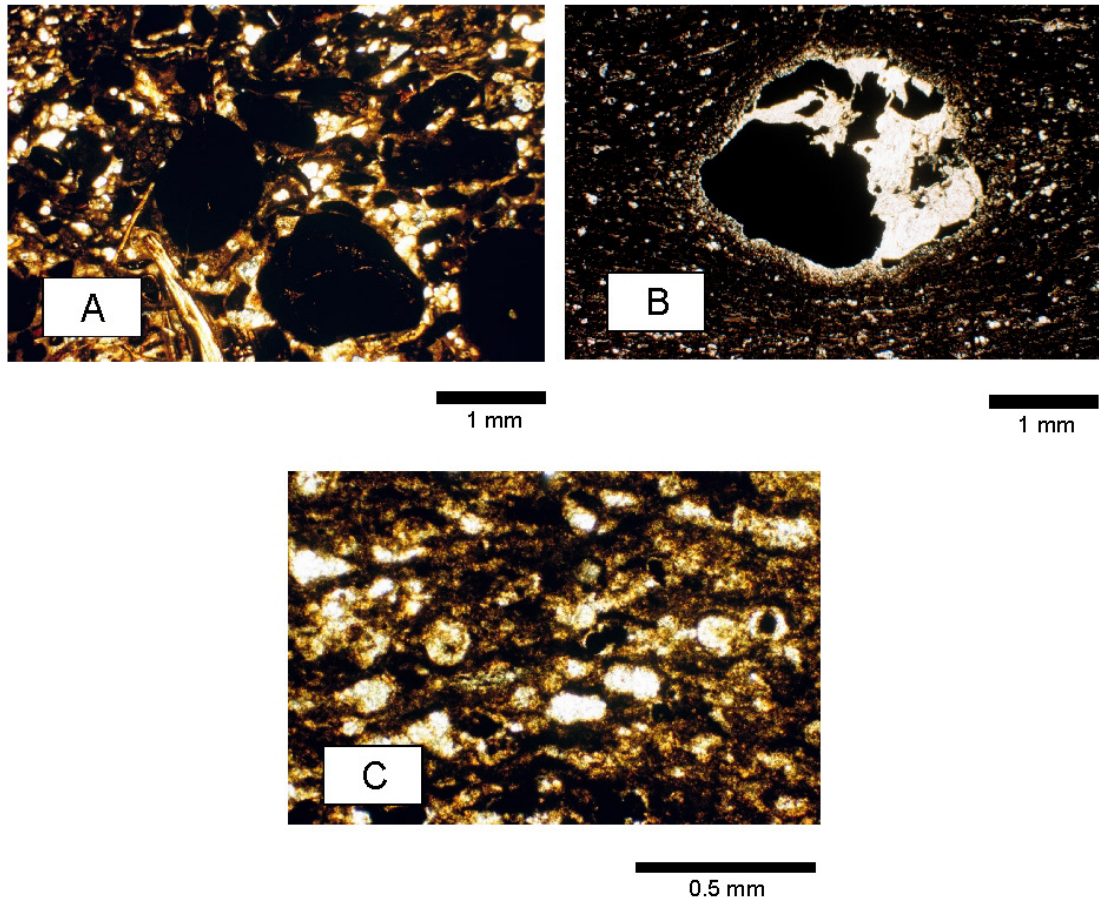


Fig. 15 A) Fotomicrografía de caliza margosa con abundantes restos de peces e intraclastos fosfatizados, éstos últimos probablemente representan restos de peces muy desgastados (14,15 m), B) Fotomicrografía de un peloide fosfático en una caliza margosa, nótese la laminación deformada alrededor del peloide (0 m), C) A nivel petrográfico las capas silicificadas presentan características similares al resto de las litofacies definidas, los foraminíferos han sido reemplazados por sílice siendo difícil su identificación taxonómica (10,3 m).



## *Facies*

En la Formación La Luna *sensu lato*, se definieron tres facies con base en el contenido de carbonato de calcio expresado en porcentaje p/p (calizas > 80% CaCO<sub>3</sub>, calizas margosas 60-80 % CaCO<sub>3</sub> y margas < 60% CaCO<sub>3</sub>). Cada una de ellas presenta tanto intervalos laminados como no laminados, dominando los primeros en toda la secuencia. A continuación se describen las características de cada una:

### **Calizas** (Figs. 16A y B)

Representan el 22% de las muestras estudiadas. Se observan en toda la secuencia, siendo más frecuentes en el tope de la formación. Dominan los intervalos con un contenido de carbonato de calcio superior al 90%. El porcentaje de carbono orgánico total es variable. En los niveles no laminados es inferior al 2%, dominando los valores menores a 1%, mientras que en los niveles laminados el COT % varía entre 0,3 a 5,19% predominando las muestras con valores inferiores al 2% (Fig. 14).

La fracción de aloquímicos es mayor en las calizas laminadas (>16%, promedio 20%) que en las calizas no laminadas (promedio 10%), está representada fundamentalmente por foraminíferos (entre 5% y 28%, promedio 15%), en menor proporción se observan restos de peces, intraclastos fosfatizados y fragmentos de inocerámidos (< 2%). En una muestra ubicada hacia la base de la unidad superior (13,9 m), se observó un nivel con un espesor entre 2 y 11 mm, con abundantes restos de peces e intraclastos fosfatizados (> 40%).

### **Calizas margosas** (Figs. 16C y D)

Representan el 40% de las muestras estudiadas. Se observan en toda la secuencia. El contenido de carbonato de calcio varía entre 60 y 77%. El porcentaje de carbono orgánico es variable (0,54 y 5,1%). En los niveles no laminados predominan las

muestras con valores de COT entre 1-3%, mientras que en los niveles laminados la mayor frecuencia se observó en el rango de 2 a 4% (Fig. 14).

La fracción de aloquímicos varía entre 18% y 48%, dominada por foraminíferos, pueden observarse restos de peces e intraclastos fosfatizados en una proporción menor al 3%, con la excepción de algunas muestras ubicadas en la sección media de la formación en donde el contenido puede ser superior al 40%.

### **Margas** (Figs. 16E y F)

Representan el 38% de las muestras estudiadas. Predominan en las secciones basal y media de la unidad. El contenido de carbonato de calcio es variable, dominando el rango entre 35 a 59%. El porcentaje de carbono orgánico total varía entre 1.35% a 5.54%, en los niveles no laminados la mayor frecuencia se observó en el rango de 2 y 3% de COT, mientras que en los niveles laminados se ubica en el rango de 3 a 5% (Fig. 14).

La fracción de aloquímicos es inferior al 30%, con un promedio de 14%, predominantemente conformada por foraminíferos, con la excepción de dos muestras en donde se observaron restos de peces e intraclastos fosfatizados en una proporción mayor a 10%.

### *Facies laminadas*

En la sección estudiada de la Formación La Luna, la presencia de intervalos laminados dominan la secuencia y no están restringidos a una facies en particular (margas, calizas margosas y/o calizas).

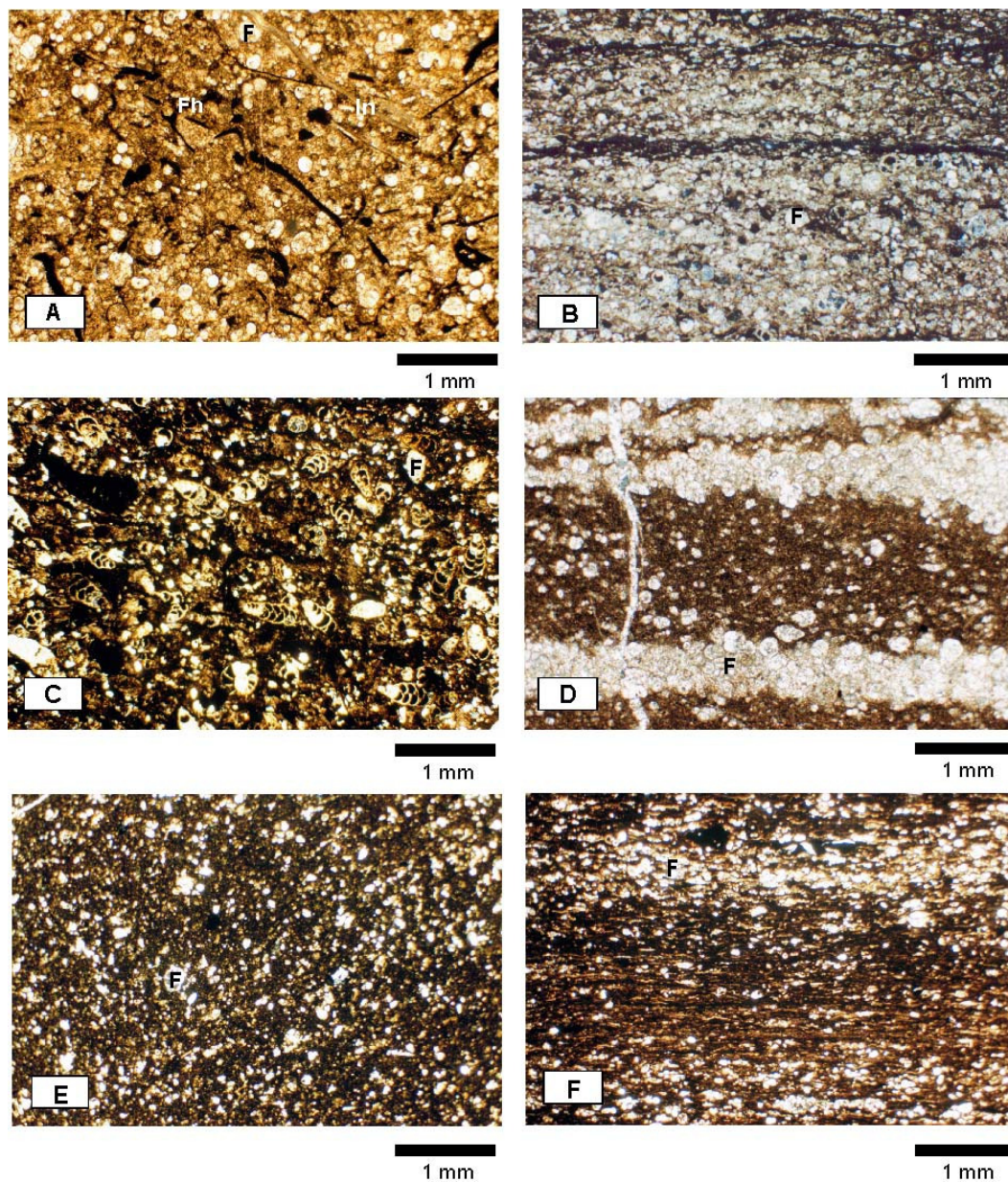


Fig. 16 Facies definidas en la Formación La Luna con base en variaciones en el carbonato de calcio. A) Caliza, nótese la ausencia de orientación en los fragmentos de moluscos y la abundancia de foraminíferos (2,25 m); B) Caliza laminada caracterizada por la alternancia de bandas claras espesas y bandas oscuras muy delgadas (18,67 m); C) Caliza margosa, los foraminíferos bénticos no presentan ninguna orientación (19,27 m); D) Caliza margosa laminada, se puede observar a los foraminíferos bénticos orientados paralelamente a la laminación (19,27 m); E) Marga, se observa la presencia de foraminíferos sin ninguna orientación, embebidos en una matriz formada por lodo carbonático, arcilla y materia orgánica (12,30 m); F) Marga laminada, caracterizada por la presencia de espesas bandas oscuras alternando con bandas claras delgadas (6,55 m). **F** foraminíferos, **Fh**, restos de peces, **In** fragmento de inocerámido.

Galea-Alvarez (1989) propuso una clasificación de ocho (8) microfacies para la Formación La Luna, con base en cambios en la biota y características sedimentológicas (Tabla II). En su esquema, describió la microfacies 2 como una microfacies laminada con abundantes foraminíferos plácticos, de tamaño muy pequeño, alineados formando bandas blanquecinas, principalmente asociada a calizas.

MICROFACIES	DESCRIPCION
Microfacies 1	Microfacies de foraminíferos plácticos
Microfacies 2	Microfacies microlaminada con abundantes foraminíferos plácticos
Microfacies 3	Microfacies de materia orgánica y foraminíferos plácticos
Microfacies 4	Microfacies de foraminíferos plácticos y restos de peces
Microfacies 5	Microfacies de foraminíferos plácticos y bénticos
Microfacies 6	Microfacies de ftanita
Microfacies 7	Microfacies de foraminíferos bénticos
Microfacies 8	Microfacies fosfático-glaucónica

Tabla II Microfacies de la Formación La Luna en los estados Táchira y Mérida, definidas por Galea-Alvarez (1989).

Posteriormente, De Romero y Galea-Alvarez (1995) estudiaron la sección superior de la Formación La Luna (incluyendo el Miembro Tres Esquinas) en tres localidades

ubicadas en los estados Mérida y Táchira, donde utilizaron el mismo esquema de clasificación de microfacies de Galea-Alvarez (1989), sin embargo, describieron la presencia de foraminíferos distribuidos paralelamente a la estratificación en otras microfacies, como son la microfacies 6 (chert con foraminíferos plácticos y béticos) y la microfacies 7 (lutitas negras calcáreas y calizas con *Bolivinooides*), introdujeron una variante nueva a la microfacies 8 que identificaron como 8A (fosforita laminada ligeramente bioturbada con *Bolivinooides*).

Cotillon *et al.* (2000) compararon la laminación observada en las formaciones La Luna y Querecual con los depósitos recientes en la cuenca de Cariaco. Observaron ciclicidad a distintas escalas definiendo ciclos elementales y ciclos de orden inferior de espesores variables.

Los ciclos elementales están representados por la alternancia de láminas oscuras y claras. Las láminas oscuras, formadas por arcillas y materia orgánica son discontinuas y están deformadas contra restos orgánicos y cuarzo detrítico. Las láminas claras, generalmente discontinuas, son calcáreas y están formadas por restos de formas plácticas (foraminíferos y cocolitos) (Fig.17). Estos autores compararon estos ciclos elementales con varvas.

Los ciclos de orden inferior están formados por bandas oscuras enriquecidas en una matriz arcillosa-orgánica relativamente enriquecida en cuarzo detrítico y bandas claras, generalmente menos espesas y algunas veces recristalizadas con calcita, los cuales se agrupan en megaciclos que correlacionan con ciclos solares.

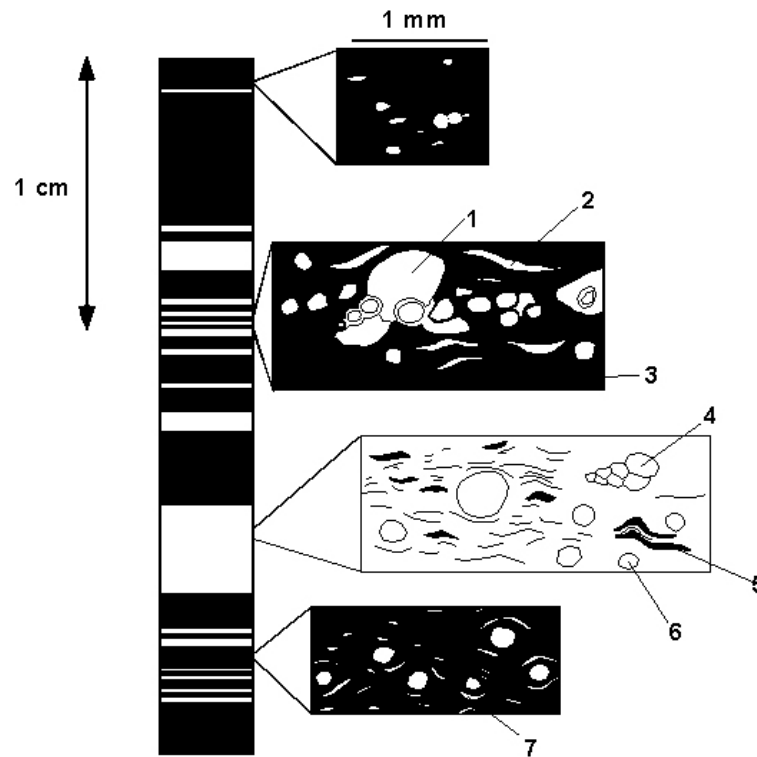


Fig. 17 Diagrama esquemático de las bandas de láminas y sus respectivos arreglos en secciones delgadas de la Formación Querecual. (1) calcita recristalizada, (2) lámina calcárea, (3) matriz de arcilla y orgánica, (4) Foraminífero recristalizado (*Heterohelicidae*), (5) lámina de arcilla-orgánica interpretada como un relicto de una lámina oscura varval, (6) radiolarios calcitizados, y (7) lámina calcárea interpretada como un relicto de una lámina clara varval (modificado de Cotillon *et al.*, 2000).

En este trabajo, los intervalos laminados fueron caracterizados con base en diferencias en composición y arreglo de las láminas, para lo cual se utilizó la nomenclatura empleada por Bralower y Thierstein (1984) y Cotillon *et al.* (2000). De acuerdo con el patrón de arreglo de las láminas se pueden reconocer dos grupos principales:

a) intervalos finamente laminados: representados por la alternancia de láminas submilimétricas claras enriquecidas en componentes carbonáticos (foraminíferos y

matriz), y láminas submilimétricas oscuras, enriquecidas en arcilla y materia orgánica. En ocasiones, fragmentos de peces e intraclastos fosfatizados pueden estar presentes. Este grupo se identifica con el código L1, y

b) intervalos gruesamente laminados: las láminas (submilimétricas) se agrupan en unidades mayores o bandas (milimétricas), observándose la alternancia de bandas claras enriquecidas en componentes carbonáticos y bandas oscuras enriquecidas en arcilla y materia orgánica, de pocos milímetros de espesor. Internamente, estas bandas se presentan finamente laminadas. Los contactos entre las bandas pueden ser planos o irregulares, la proporción y espesores de las mismas pueden ser variables. Este grupo se identifica con el código L2.

Se reconoció un tercer grupo, menos frecuente, caracterizado por la alternancia de bandas que internamente se exhiben finamente laminadas y bandas en donde no se observa laminación. Este grupo se identifica con el código L3.

Algunas muestras, en la unidad estratigráfica inferior, presentaron inclusiones discontinuas de micrita, las cuales pueden presentarse como parches aislados (0,8 x 0,2 mm), o alineados en niveles de pocos milímetros de espesor (desde 0,8 a 4,8 mm de largo y 0,32 mm de ancho) (Fig. 18A). Estas inclusiones pueden contener foraminíferos (Fig. 18B). El contenido de carbono orgánico total en estas muestras es superior al 2,28% (promedio 3,82%).

Cotillon *et al.* (2000) reportaron estas inclusiones micríticas en depósitos del Golfo de Cariaco y en la Formación La Luna. De acuerdo con estos autores, estos parches pueden ser resultado de precipitación controlada por actividad anaeróbica bacterial. La división en láminas semicontinuas o unidades ovoides puede ser el resultado de la compactación, que genera deformación y las separa en unidades.

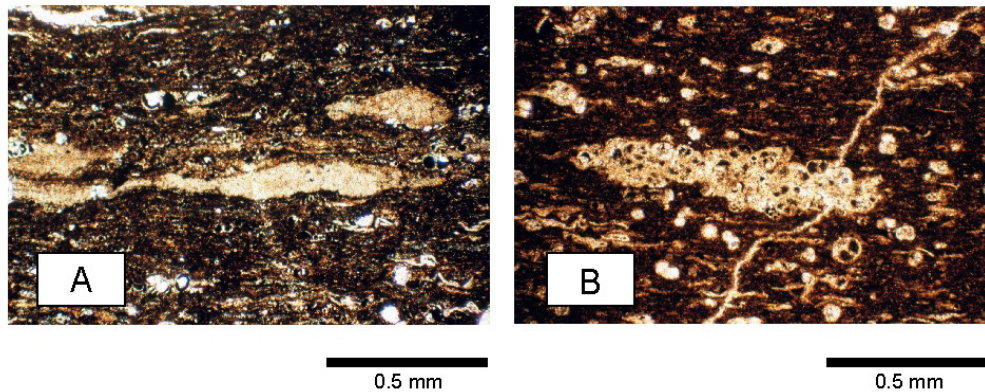


Fig. 18 A) Microfotografía de una caliza margosa mostrando los parches micríticos (0 m); B) En ocasiones estos parches pueden contener foraminíferos, tal como se observa en esta marga (11,3 m).

Variaciones en la relación de foraminíferos plácticos/bénticos, porcentaje de carbonato de calcio y contenido de COT en los grupos identificados, responden a la tendencia general observada en esta formación. Con base en la proporción relativa de los diferentes componentes aloquímicos y a los tipos de arreglos en la laminación, se identificaron un total de siete (7) microfacies, las cuales se describen a continuación (Tabla III):

**Grupo de microfacies finamente laminada (L1):**

Este grupo está caracterizado por la presencia de láminas de arcilla y materia orgánica intercaladas con láminas onduladas y discontinuas de carbonato de calcio. En ocasiones, variaciones en la proporción relativa de los dos tipos de láminas o en el contenido de aloquímicos permiten observar bandas poco definidas (Fig. 19B). Dependiendo de la proporción de foraminíferos plácticos, bénticos y restos de peces e intraclastos se dividen en:

Microfacies finamente laminada de foraminíferos plácticos (L1P)(Fig. 19A):



Esta microfacies está asociada a margas y en menor frecuencia a calizas margosas de la unidad inferior y parte basal de la unidad superior (Fig. 21). La fracción de aloquímicos está representada por foraminíferos. Los géneros plácticos son más abundantes que los béticos y están representados por *Globigerinelloides*, *Hedbergella* y *Heterohelix*, en algunas muestras se observaron ejemplares de *Whiteinella*, *Dicarinella* y *Marginotruncana*.

En la unidad inferior, la asociación de foraminíferos béticos está dominada por géneros epifaunales a infaunales someros representados por *Lenticulina* y nodosáridos, mientras que en la unidad superior dominan los géneros infaunales *Orthokarstenia*, *Siphogenerinoides* y en menor proporción *Bolivina* y *Gabonita*.

El porcentaje promedio de COT en esta microfacies es de 4,16%, con una desviación estándar de 0,75%.

#### Microfacies finamente laminada de foraminíferos béticos(L1B)(19B):

Esta microfacies se observó en la unidad superior asociada a calizas margosas y calizas (Fig. 21). Pueden presentarse ligeramente bioturbadas.

La fracción de aloquímicos está representada principalmente por foraminíferos, entre los cuales dominan los grupos béticos. En ocasiones pueden observarse restos de peces e intraclastos fosfatizados en un porcentaje menor al 1%.

La asociación de foraminíferos béticos está dominada por géneros infaunales representados por *Orthokarstenia*, *Siphogenerinoides* y *Bolivinoides*, en menor proporción se observó *Bolivina*. En el grupo de epifaunales a infaunales someros se identificaron ejemplares de nodosáridos, *Lenticulina* y *Gavelinella*. Los foraminíferos plácticos están representados por los géneros oportunistas *Globigerinelloides*, *Hedbergella* y *Heterohelix*.

MICROFACIES	FRACCIÓN ALOQUÍMICOS (% PROMEDIO)	(% PROMEDIO) FORAMINIFEROS PLANCTICOS	(% PROMEDIO) FORAMINIFEROS BENTICOS	COT% PROMEDIO (DESV. EST.)	LITOLOGÍA CaCO <sub>3</sub> % PROMEDIO (DESV. EST.)	POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA
Finamente laminada de foraminíferos plácticos (L1P)	Foraminíferos (13%)	61% <i>Globigerinelloides</i> , <i>Hedbergella</i> y <i>Heterohelix</i> (A) <i>Whiteinella</i> , <i>Dicarinella</i> y <i>Margino truncana</i> (R)	<i>Lenticulina</i> y nodosaridos: A (UI), R (US), <i>Gabonita</i> : R (US) <i>Orthokarstenia</i> y <i>Siphogenerinoides</i> R (UI), A (US) <i>Bolivina</i> : R (US)	4,16% (0,75)	Margas 47,02% (12,05) y calizas margosas 65,08% (2,28)	Unidad inferior y parte basal de la unidad superior.
Finamente laminada de foraminíferos bénticos (L1B)	Foraminíferos (14%) Restos de peces e intraclastos fosfatizados (<1%)	25% <i>Globigerinelloides</i> , <i>Hedbergella</i> y <i>Heterohelix</i> (A)	75% <i>Orthokarstenia</i> , <i>Siphogenerinoides</i> y <i>Bolivinoide</i> s (A) y <i>Bolivina</i> (C) <i>Lenticulina</i> y nodosaridos (C), <i>Gavelinella</i> (R)	3,11% (1,03)	Calizas margosas 68,15% (8,48) y calizas 90,81% (4,95)	Unidad superior
Finamente laminada con foraminíferos, restos de peces e intraclastos (L1M)	Foraminíferos (20%) Restos de peces e Intraclastos (5%)	47% <i>Globigerinelloides</i> , <i>Hedbergella</i> y <i>Heterohelix</i> (A)	53% <i>Lenticulina</i> y nodosaridos (A) <i>Orthokarstenia</i> y <i>Siphogenerinoides</i> (C) y <i>Bolivina</i> (R)	3,32% (0,95)	Calizas margosas 76,05% (1,80) y caliza 98,51%	Unidad inferior y parte basal de la unidad superior
Gruesamente laminada de foraminíferos plácticos (L2P)	Foraminíferos (13%) Restos de peces e inocerámidos (<1%)	78% <i>Globigerinelloides</i> , <i>Hedbergella</i> y <i>Heterohelix</i> (A) <i>Whiteinella</i> , <i>Dicarinella</i> y <i>Margino truncana</i> (R) (bandas oscuras)	22% <i>Lenticulina</i> y nodosaridos (A-C), <i>Gavelinella</i> (R). Hacia el tope de la unidad inferior <i>Orthokarstenia</i> y <i>Siphogenerinoides</i> (R)	3,85% (1,17)	Margas 46,61% (7,22) calizas margosas 66,17% (2,22) caliza 97,75%	Unidad inferior
Gruesamente laminada de foraminíferos bénticos (L2B)	Foraminíferos (19%) Restos de peces e intraclastos (1-3%)	29% <i>Globigerinelloides</i> , <i>Hedbergella</i> y <i>Heterohelix</i> (A) y <i>Margino truncana</i> (R) (bandas oscuras)	71% Infaunales (66%): <i>Orthokarstenia</i> , <i>Siphogenerinoides</i> y <i>Bolivinoide</i> s (A), <i>Bolivina</i> (R) Epifaunales/infaunales someros (34%): <i>Lenticulina</i> y nodosaridos (C), <i>Gavelinella</i> (R)	1,79% (0,73)	Calizas 94,75% (1,49) y calizas margosas 69,31% (3,95)	Unidad superior
Gruesamente laminada silicificada (L2S)	Foraminíferos y radiolarios(?) (21%)	100%(?) Muy difícil identificación taxonómica		1,76% (0,25)	Margas 31,35% (19,21)	Unidad inferior
Bandeada de foraminíferos plácticos (L3)	Foraminíferos (20%)	81% <i>Globigerinelloides</i> , <i>Hedbergella</i> y <i>Heterohelix</i> (A), <i>Margino truncana</i> , <i>Whiteinella</i> y <i>Dicarinella</i> (R)	19% <i>Lenticulina</i> (A) y nodosaridos (C) <i>Siphogenerinoides</i> (R)	4,85% (0,49)	Dos muestras: marga 42,45% y caliza 81,41%	Unidad inferior

Tabla III. Características de las microfacies laminadas propuestas en este trabajo. A: abundante (> 20 ejemplares), C: común (10-20 ejemplares), R: raro (< 10 ejemplares), UI: unidad inferior, US: unidad superior.

El porcentaje promedio de COT es de 3,11%, con una desviación estándar de 1,03%.

Microfacies finamente laminada con foraminíferos, restos de peces e intraclastos (L1M)(Fig. 19C):

En la mayoría de los casos, esta microfacies se observó en niveles delgados de pocos milímetros de espesor (2-7 mm), en calizas y calizas margosas presentes en la unidad inferior y parte basal de la unidad superior (Fig. 21).

La fracción de aloquímicos está representada por foraminíferos (20% promedio), fragmentos de peces fosfatizados (5% promedio), e intraclastos fosfatizados que probablemente representan bioclastos muy desgastados (5% promedio).

La asociación de foraminíferos está representada mayoritariamente por los géneros plácticos oportunistas *Globigerinelloides*, *Heterohelix* y *Hedbergella*, entre los béticos dominan los nodosáridos y *Lenticulina* (epifaunales/infaunales someros), en menor proporción se observa *Orthokarstenia*, *Siphogenerinoides* y *Bolivina*.

Aquellas muestras en donde se observó esta microfacies mejor desarrollada, presentan un COT promedio de 3,32%, con una desviación estándar de 0,95%.

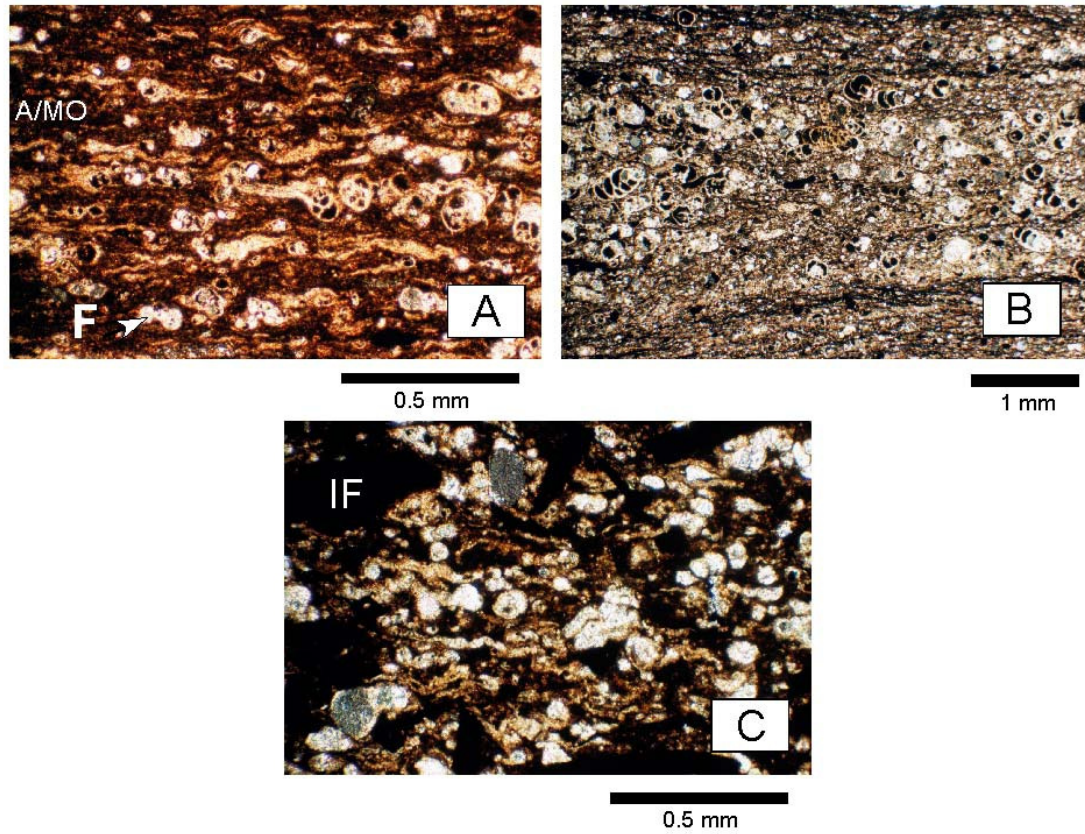


Fig. 19 **Grupo de microfacies finamente laminadas (L1).** A) Microfacies finamente laminada de foraminíferos plácticos (L1P) (11 m), nótese la alternancia de láminas ricas en arcillas y materia orgánica intercaladas con láminas carbonáticas discontinuas y onduladas; B) Microfacies finamente laminada de foraminíferos bénticos (L1B) (20,37 m), la fracción carbonática incrementa en relación a la microfacies L1P; C) Microfacies finamente laminada de foraminíferos, restos de peces e intraclastos fosfatizados (L1M) (13,9 m). F: foraminíferos, A/MO: arcillas y materia orgánica, C: láminas carbonáticas, IF: intraclastos fosfatizados.

### **Grupo de microfacies gruesamente laminada (L2):**

Este grupo está caracterizado por la alternancia de bandas claras enriquecidas en componentes carbonáticos y bandas oscuras enriquecidas en arcilla y materia orgánica, de pocos milímetros de espesor (0,13 a 39 mm). Internamente estas bandas se presentan finamente laminadas. Los contactos entre las bandas pueden ser planos o irregulares, la proporción y espesores de las mismas pueden ser variables.

Dependiendo de la proporción de foraminíferos plácticos y béticos se subdividen en microfacies gruesamente laminada de foraminíferos plácticos (L2P) y microfacies gruesamente laminada de foraminíferos béticos (L2B). Se identificó un tercer tipo que, a diferencia de los anteriores, presenta procesos de silicificación intensos (L2S).

A continuación se describen las microfacies pertenecientes a este grupo:

#### Microfacies gruesamente laminada de foraminíferos plácticos (L2P)(Fig. 20A):

Esta microfacies se observó asociada principalmente a margas y en menor proporción a calizas margosas y calizas, en la unidad inferior (Fig. 21). La fracción aloquímica está representada por foraminíferos, como componente minoritario se observan restos de peces y fragmentos de inocerámidos.

Los foraminíferos plácticos son más abundantes que los béticos y están representados por los géneros oportunistas *Hedbergella*, *Heterohelix* y *Globigerinelloides*. En las bandas oscuras, pueden observarse ejemplares de *Whiteinella*, *Dicarinella* y *Marginotruncana*.

En el grupo de los béticos dominan las formas epifaunales/infaunales someras representadas por nodosáridos y *Lenticulina*. Adicionalmente, hacia el tope de la

unidad inferior, se observa en menor proporción las formas infaunales *Orthokarstenia* y *Siphogenerinoides*.

El porcentaje promedio de COT es de 3,85%, con una desviación estándar de 1,17%.

Microfacies gruesamente laminada de foraminíferos béticos (L2B)(Fig. 20B):

Esta microfacies está asociada a calizas margosas y calizas de la unidad superior (Fig. 21). La fracción de aloquímicos está representada por foraminíferos. Otros componentes presentes en proporciones muy bajas son restos de peces e intraclastos fosfatizados (1-3%). Pueden observarse evidencias de bioturbación variable, conservando en ocasiones sólo vestigios de la laminación original.

Los foraminíferos béticos dominan sobre los plácticos. Están representados mayoritariamente por los grupos infaunales *Orthokarstenia*, *Siphogenerinoides* y *Bolivinooides*, le siguen en importancia los grupos epifaunales/infaunales someros representados por *Lenticulina* y nodosáridos.

El porcentaje promedio de COT es de 1,79%, con una desviación estándar de 0,73%.

Microfacies gruesamente laminada y silicificada (L2S)(Figs. 20C-D):

Similar a la microfacies L2P. Las muestras pertenecientes a esta microfacies han sufrido un proceso diagenético de silicificación muy intenso, los fósiles en su mayoría están totalmente silicificados siendo muy difícil su identificación taxonómica, aparentemente están representados por foraminíferos plácticos y radiolarios(¿) (Furrer, comunicación personal). La laminación se ha preservado sólo localmente. Esta microfacies está asociada a margas en la unidad inferior (Fig. 21).

El porcentaje promedio de carbono orgánico total es de 1,76%, con una desviación estándar de 0,25%.

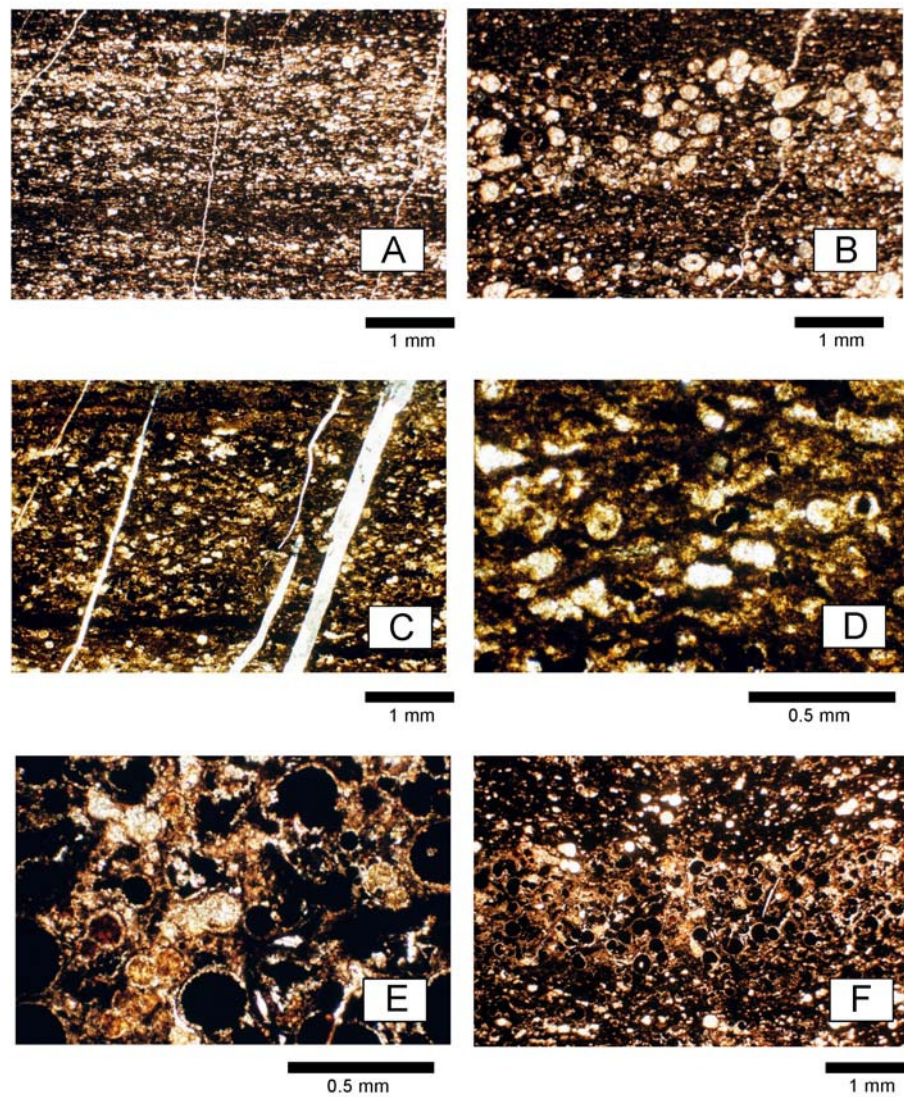


Fig. 20 A) Microfacies gruesamente laminada de foraminíferos pláncnicos (L2P) (0,25 m), caracterizada por la alternancia de bandas claras y oscuras definidas por variaciones en el contenido de componentes carbonáticos; B) Microfacies gruesamente laminada de foraminíferos bénticos (L2B) (19,52 m), en la asociación de foraminíferos predominan las formas bénticas, pueden presentarse ligeramente bioturbadas; C) Microfacies gruesamente laminada silicificada (L2S) (10,75 m), similar a la microfacies L2P, es característica de esta microfacies el intenso proceso de silicificación; D) En la microfacies L2S los foraminíferos en su mayoría han sido reemplazados por sílice siendo difícil su identificación taxonómica (10,75 m); E) Detalle de foraminíferos fosfatizados característicos de la microfacies L3 (5,7 m); F) Microfacies bandeada de foraminíferos pláncnicos (L3) (5,7 m), presenta bandas de foraminíferos fosfatizados cementados por calcita intercaladas con bandas oscuras caracterizadas por el predominio de una matriz arcillosa con material orgánica, en éstas últimas disminuye el tamaño de los foraminíferos.

### **Microfacies bandeada de foraminíferos plácticos (L3)(Figs. 20E-F):**

Microfacies caracterizada por la presencia de bandas formadas por foraminíferos fosfatizados de gran tamaño (0,1 a 0,4 mm) cementados por carbonato (Fig. 20E), intercaladas con bandas oscuras. Internamente las bandas oscuras están caracterizadas por la alternancia de láminas oscuras formadas por arcillas y materia orgánica, más abundantes, y láminas claras carbonáticas discontinuas, el tamaño de los foraminíferos es menor en estas bandas (Fig. 20F).

El conjunto de foraminíferos está dominado por plácticos oportunistas (*Globigerinelloides*, *Hedbergella* y *Heterohelix*), en menor proporción se observaron ejemplares de *Marginotruncana*. En el grupo de béticos dominan las formas epifaunales/infaunales someras (*Lenticulina* y nodosáridos).

Esta microfacies se observó en una proporción baja (dos muestras) en la unidad inferior (Fig. 21). El porcentaje promedio de carbono orgánico total (COT) es de 4,85 %, con una desviación estándar de 0,49%.

### **Distribución de las microfacies laminadas**

Las microfacies identificadas en el estudio petrográfico fueron extrapoladas a la sección de la Formación La Luna, observándose variaciones en la distribución de los patrones de laminación y su asociación con los intervalos no laminados (Fig. 21). El rango de error en la nueva secuencia descrita está en función del espaciamiento entre las muestras (25 cm).

Tal como se indicó en el punto anterior, las variaciones en la composición de las microfacies definidas responden a la tendencia general observada en esta formación en la localidad estudiada (Tabla III). En la unidad inferior, las microfacies en general se caracterizan por valores de COT superiores a 3% en promedio, el contenido de



foraminíferos pláncnicos es mayor que el de los béticos, éstos últimos representados principalmente por formas epifaunales a infaunales someras. Sólo en la microfacies L2S, en la unidad inferior, se obtuvieron valores de COT bajos. Por otro lado, en la unidad superior, el contenido de COT disminuye, incrementa el porcentaje de foraminíferos béticos, representados mayoritariamente por formas infaunales.

Independientemente de las variaciones en la composición de las microfacies, se observa en toda la secuencia repetición de los diferentes patrones de arreglo de las láminas, que permiten subdividir esta unidad en parasecuencias caracterizadas por determinadas sucesiones de microfacies (Fig. 21). De base a tope, estas parasecuencias están representadas por depósitos finamente laminados pertenecientes al grupo L1 que pasan a depósitos gruesamente laminados del grupo L2, ocasionalmente el tope de la parasecuencia está definido por la microfacies bandeada del grupo L3, o más frecuentemente por depósitos no laminados caracterizados por la acumulación de foraminíferos y/o fragmentos fosfatizados (restos de peces, intraclastos), en los cuales puede observarse evidencias de bioturbación.

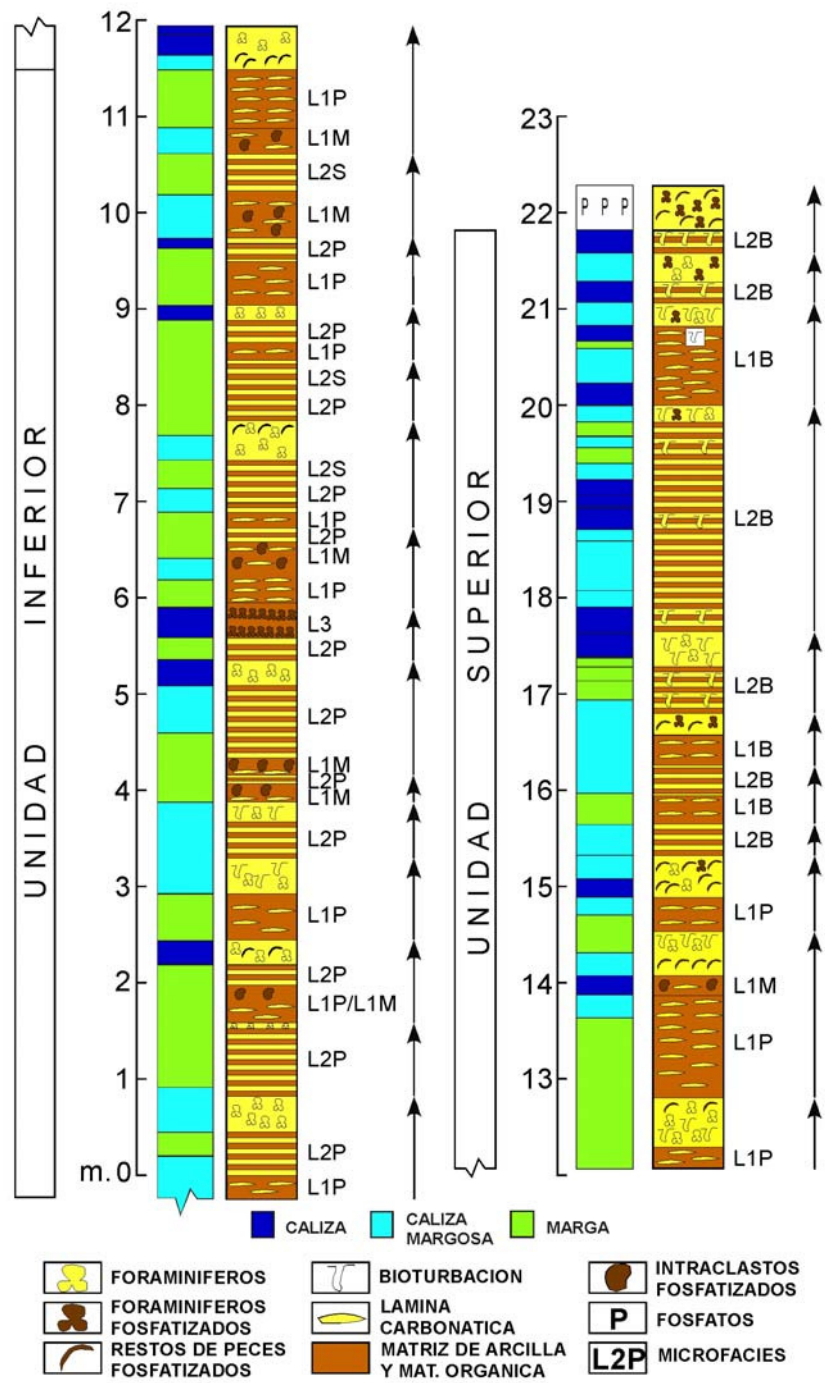


Fig. 21 Distribución de las microfácies laminadas en la Formación La Luna en la sección estudiada. Las características observadas en secciones petrográficas en muestras tomadas a intervalos de 25 cm fueron extrapoladas a la secuencia de la Formación La Luna. Las flechas indican las parasecuencias definidas.

## *Geoquímica inorgánica*

En las tablas IV y V se presentan los resultados geoquímicos y los coeficientes de correlación obtenidos entre los elementos analizados, el carbonato de calcio y el carbono orgánico total. Aquellos índices de correlación que presentaron niveles de confiabilidad superiores al 99,5% se resaltan en negrilla. Los valores obtenidos en cada muestra se presentan en el Apéndice 4. El análisis de estos resultados permitió la identificación de asociaciones, las cuales pueden ser interpretadas en términos de flujo de aluminosilicatos, paleoproduktividad y condiciones redox.

### **Elementos indicativos de flujo de aluminosilicatos**

La concentración de aluminio representa una buena medida de evaluación del flujo de aluminosilicatos. La correlación entre este elemento con los siguientes elementos mayoritarios, minoritarios y traza: Si, Na, K, Fe, Ti, Mg, Zr, Pb, Ce, Li, Nd, Sc, Y, Cr y Rb, ha sido considerada por diversos autores como una medida de análisis de fases detríticas en secuencias pelágicas (Arthur y Dean, 1991; Dean y Arthur, 1998; Bellanca *et al.*, 1999; Davis *et al.*, 1999; entre otros). Sin embargo, en zonas de productividad elevada en el océano Pacífico ecuatorial, se han reportado concentraciones elevadas de aluminio las cuales no pueden ser explicadas como reflejo del aporte detrítico (Murray y Leinen, 1996). Valores elevados en la relación Al/Ti ( $> 40$ ) responden al fenómeno de remoción y transporte del aluminio por partículas biogénicas durante su descenso a través de la columna de agua (Murray *et al.*, 1993). La aparente asociación entre el aluminio y el ópalo en esta zona de productividad elevada, confirman que esta fase biogénica es importante en la remoción del aluminio disuelto del océano (Murray *et al.*, 1993; Dymond *et al.*, 1997).

En las muestras analizadas de la Formación La Luna, la relación Al/Ti varía entre 14 y 35, estos valores pueden ser explicados por variaciones en la composición del aporte detrítico (lutita  $\sim 17$ , corteza superior  $\sim 27$ , granito  $\sim 47$ ; Yarincik y Murray,

2000, y referencias allí citadas). Solo cuatro muestras exhibieron valores superiores ( $> 40$ ), sugiriendo la posibilidad que el exceso de aluminio sea resultado de procesos biogénicos; sin embargo, esta hipótesis es difícil de corroborar debido a que no se observó una relación entre el contenido de Si y la relación Al/Ti.

En general, la excelente correlación que se observa entre el aluminio, titanio, hierro y potasio ( $r = 0,95$ ;  $0,80$  y  $0,83$ , respectivamente), permite asociar estos elementos con fases detriticas. A este grupo se puede agregar el sodio, el cual presenta una correlación moderadamente buena con los elementos anteriormente señalados, que sugiere una relación entre este elemento y las fases de aluminosilicatos (Tabla IV).

Otros elementos que presentan una correlación moderada con el aluminio son el vanadio y el zinc ( $r = 0,42$  y  $0,57$ , respectivamente), que sugiere que la afiliación con la fracción de aluminosilicatos no representa el control principal de las concentraciones de estos elementos. Tradicionalmente estos elementos, junto con el Cu, Cd y Ni, han sido considerados sensitivos a las condiciones redox (Davis *et al.*, 1999).

No se observa una correlación entre el contenido de carbonato de calcio y los elementos asociados con la fracción detritica (Al, Ti, Fe, K y Na)(Tabla IV). Las concentraciones promedio de estos elementos presentan, en general, valores superiores en las calizas margosas y margas, aunque, concentraciones elevadas se obtuvieron en calizas (Tabla V), representadas por litotipos laminados.

En la Figura 22 se muestra la variación estratigráfica en la concentración del Al, Ti, Fe, K y Na en el intervalo estudiado. La distribución de estos elementos no presenta diferencias significativas entre las unidades estratigráficas informales utilizadas en este trabajo, con la excepción del aluminio y el titanio que presentaron valores mayores en la unidad estratigráfica superior. En la misma se observa la

correspondencia entre estos elementos, los cuales han sido asociados con la fracción detrítica.

	Al	Fe	Ti	K	Na	Si	Ba	P	Mn	V	Zn	Ni	CaCO <sub>3</sub>	COT
Al	1													
Fe	<b>0,80</b>	1												
Ti	<b>0,95</b>	<b>0,82</b>	1											
K	<b>0,83</b>	<b>0,74</b>	<b>0,75</b>	1										
Na	<b>0,36</b>	<b>0,41</b>	<b>0,36</b>	<b>0,46</b>	1									
Si	-0,08	0,02	-0,15	0,07	-0,29	1								
Ba	0,13	0,23	0,17	0,17	<b>0,54</b>	-0,22	1							
P	-0,14	-0,11	-0,09	-0,25	<b>0,50</b>	-0,27	0,27	1						
Mn	0,15	0,32	0,26	0,13	<b>0,49</b>	<b>-0,47</b>	<b>0,74</b>	0,12	1					
V	<b>0,42</b>	<b>0,45</b>	0,33	<b>0,70</b>	<b>0,46</b>	0,15	0,20	-0,14	0,16	1				
Zn	<b>0,57</b>	<b>0,61</b>	<b>0,48</b>	<b>0,77</b>	<b>0,52</b>	0,16	0,19	-0,13	0,18	<b>0,90</b>	1			
Ni	0,12	0,29	0,07	0,19	<b>0,45</b>	-0,11	<b>0,44</b>	0,03	<b>0,46</b>	0,23	<b>0,36</b>	1		
CaCO <sub>3</sub>	0,09	0,04	0,15	-0,07	0,11	<b>-0,68</b>	0,09	0,07	0,15	-0,29	-0,26	-0,08	1	
COT	<b>0,54</b>	<b>0,55</b>	<b>0,48</b>	<b>0,63</b>	0,2	0,23	0,21	-0,07	0,05	<b>0,60</b>	<b>0,60</b>	0,15	<b>-0,43</b>	1

Tabla IV Coeficientes de correlación de Pearson (r) entre los elementos mayoritarios y traza (en ppm), porcentaje p/p de carbonato de calcio y carbono orgánico total. Aquellos valores que presentaron un nivel de confiabilidad superior a 99,5% son señalados en negrilla.

	Calizas			Calizas margosas			Margas		
	Promedio	Min n = 14	Max	Promedio	Min n = 20	Max	Promedio	Min n = 31	Max
Al	8616,7	1078	33041	13658	4986	32398	10855	1366	29307
Fe	3256,6	806	12899	5778,3	1560	11856	4833,9	1133	12421
Na	693,18	67,7	1425,1	895,61	383	1924,4	799,62	1,22	2120,3
K	2572,4	440	6521,1	5383,5	1071	10482	4550,2	568	8942,6
Ti	293,85	30,77	1304,3	487,66	115,1	1088,5	369,47	50,81	890,74
Si	75193	11744	222641	112330	1266	282783	207896	54108	418740
P	17868	170,5	91020	16853	912,7	189007	10948	346,1	214662
Ba	214,31	34,6	541,42	307,23	72,25	1051,5	239,5	63,08	993,68
Mn	31,06	13,19	55,28	37,93	23,57	82,01	27,29	4,35	77,12
V	105,62	22,19	274,67	443,4	44,98	1256,1	473,87	41,89	1350,6
Zn	131,29	28,12	319,81	506,95	73,88	1859,8	520,04	105,4	1917,6
Ni	96,88	15,18	238,21	261,01	35,52	988,5	158,81	31	652,75
V/(V+Ni)	0,53	0,085	0,8	0,6	0,05	0,88	0,68	0,16	0,89
Ba*/Al*	3,93	1,07	7,64	4,01	0,6	23,63	4,78	0,44	42,14
Si*/Al*	13,1	3,16	46,8	10,16	0,1	30,03	51,43	4,3	300,27

Tabla V Rango de variación de los diferentes elementos analizados en muestras de la Formación La Luna, en la sección de la quebrada San Miguel. Los valores en los elementos están dados en ppm. Las relaciones de Ba\*/Al\* y Si\*/Al\* fueron normalizados con la lutita promedio de acuerdo con los valores dados por Turekian and Wedepohl (1961).

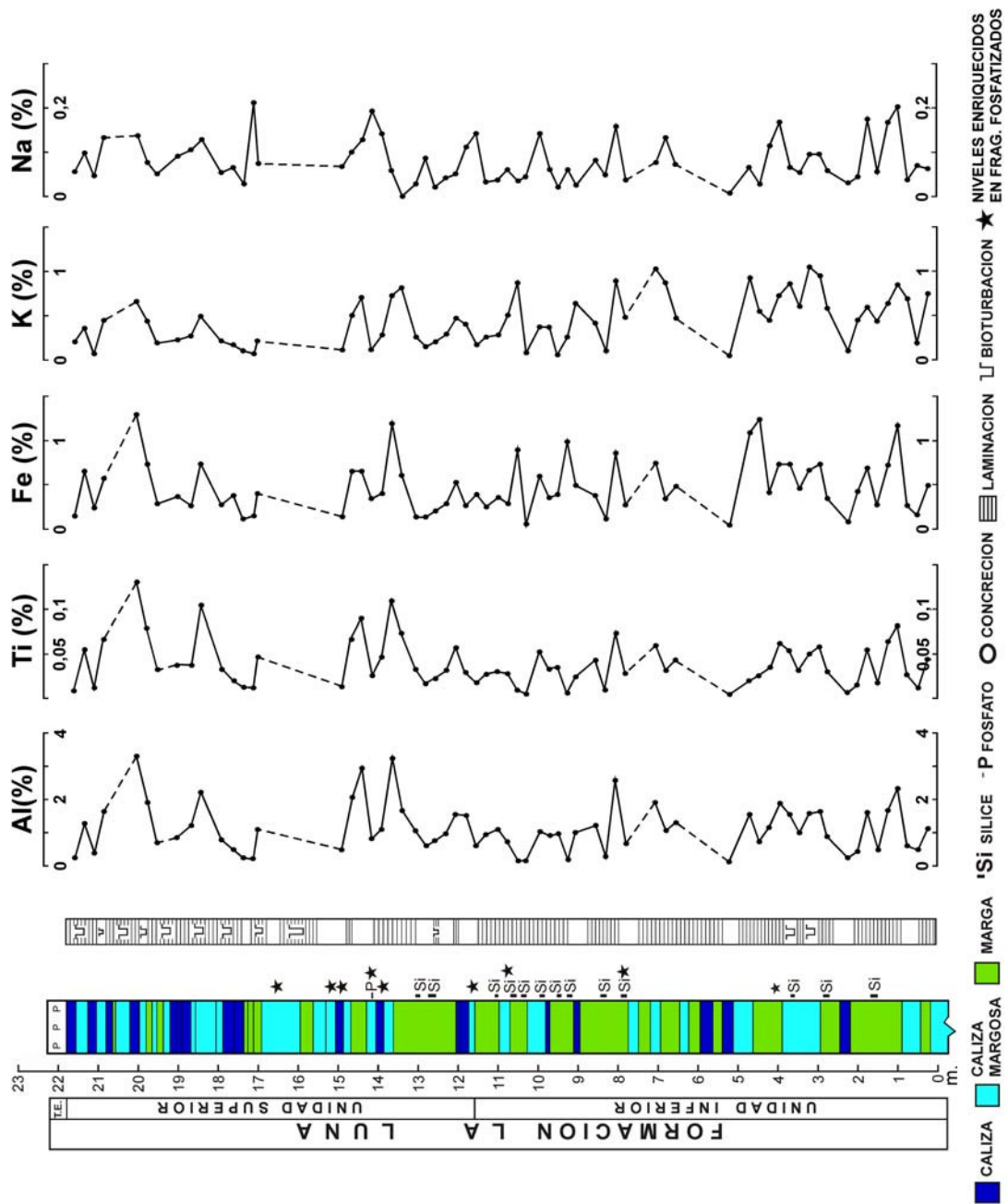


Fig. 22 Perfiles de concentración-profundidad de la asociación de elementos indicativos de flujo de aluminosilicatos en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel. Los intervalos no analizados aparecen representados por líneas discontinuas.

## Elementos indicativos de paleoproductividad

Las relaciones P/Al, Ba/Al y Si/Al representan buenos indicadores geoquímicos de productividad (Arthur y Dean, 1991; Davis *et al.*, 1999). Sin embargo, ciertas consideraciones deben tomarse en cuenta a la hora de evaluar estos elementos.

Los valores elevados de Si/Al en calizas, pueden indicar productividad, pero también pueden representar cuarzo detrítico de origen eólico. La relación P/Al ha sido utilizada para indicar variaciones en la paleoproductividad, sin embargo, la interpretación de las concentraciones de fosfato en los sedimentos es complicado debido a la existencia de otras fuentes de fósforo, como las asociadas con la absorción sobre manganeso y oxihidróxidos de hierro, y recubrimientos en foraminíferos planctónicos y otros componentes calcáreos. Si la relación de P/Al incrementa a la par de la relación Mn/Al representarían procesos de absorción. El bario también ha sido señalado como indicador de paleoproductividad, sin embargo puede ser móvil durante la diagénesis temprana en secuencias ricas en carbono orgánico, precipitando en litotipos pobres en carbono orgánico (Arthur y Dean, 1991).

En las muestras estudiadas, no se observó una correlación entre el bario, sílice y fósforo (Tabla IV), por lo que los resultados obtenidos son analizados por separado.

El contenido de bario en la sección indica valores superiores a los reportados en las lutitas (0,00725), por lo que puede utilizarse como un indicador de paleoproductividad. Considerando que la fracción detrítica de aluminosilicatos puede ser portadora de bario, el contenido de bario presente en las muestras analizadas fue normalizado con la lutita promedio con el fin de estimar el enriquecimiento relativo de este elemento en la sección, de acuerdo con la ecuación  $Ba^*/Al^* = (Ba/Al)_{muestra} / (Ba/Al)_{lutita}$ . Los valores en la lutita promedio fueron tomados de Turekian y Wedepohl (1961). En la Fig. 23 se muestra la distribución estratigráfica de la relación



Ba\*/Al\* en la sección, en la misma pueden observarse intervalos con enriquecimiento relativo de bario que sugieren variaciones en la paleoproductividad.

En la unidad estratigráfica inferior, las muestras que presentaron enriquecimiento en esta relación se ubican en dos segmentos, el primero abarca desde 1.5 m a 5.2 m y el segundo desde 8,3 m a 10,75 m (Fig. 23). Mientras que en la unidad estratigráfica superior, cuatro niveles indican un aumento en la relación Ba\*/Al\* (14,15 m, 17,11 m, 19,02 m y uno menos notable a 11.54 m)(Fig. 23). En general, se observaron concentraciones elevadas en margas y calizas margosas cercanas a los niveles silicificados en la unidad estratigráfica inferior, mientras que en la unidad superior están relacionadas con incrementos en el contenido de fósforo (TablaV y Fig. 23).

El mismo procedimiento se siguió con el sílice, la relación Si/Al fue normalizada con los valores de la lutita promedio (Si\*/Al\*). Concentraciones elevadas en esta relación se obtuvieron en muestras de margas (Tabla V), en el tope de la unidad estratigráfica inferior y corresponden a niveles silicificados (Fig. 23).

Con relación al fósforo, se obtuvieron resultados mayores a los reportados por Davis *et al.* (1999) para esta formación. De acuerdo a los resultados obtenidos por estos autores en el pozo ALP-6 en Perijá, la relación P/Al es menor a 0,05, mientras que en las muestras analizadas varía entre 0,05 a 102. Aunque la concentración promedio es superior en las calizas, valores elevados fueron obtenidos en margas y calizas margosas (TablaV). Particularmente en la unidad estratigráfica superior, dos muestras presentaron un enriquecimiento significativo del P (Fig. 23), los cuales se corresponden con incrementos en la concentración de bario.

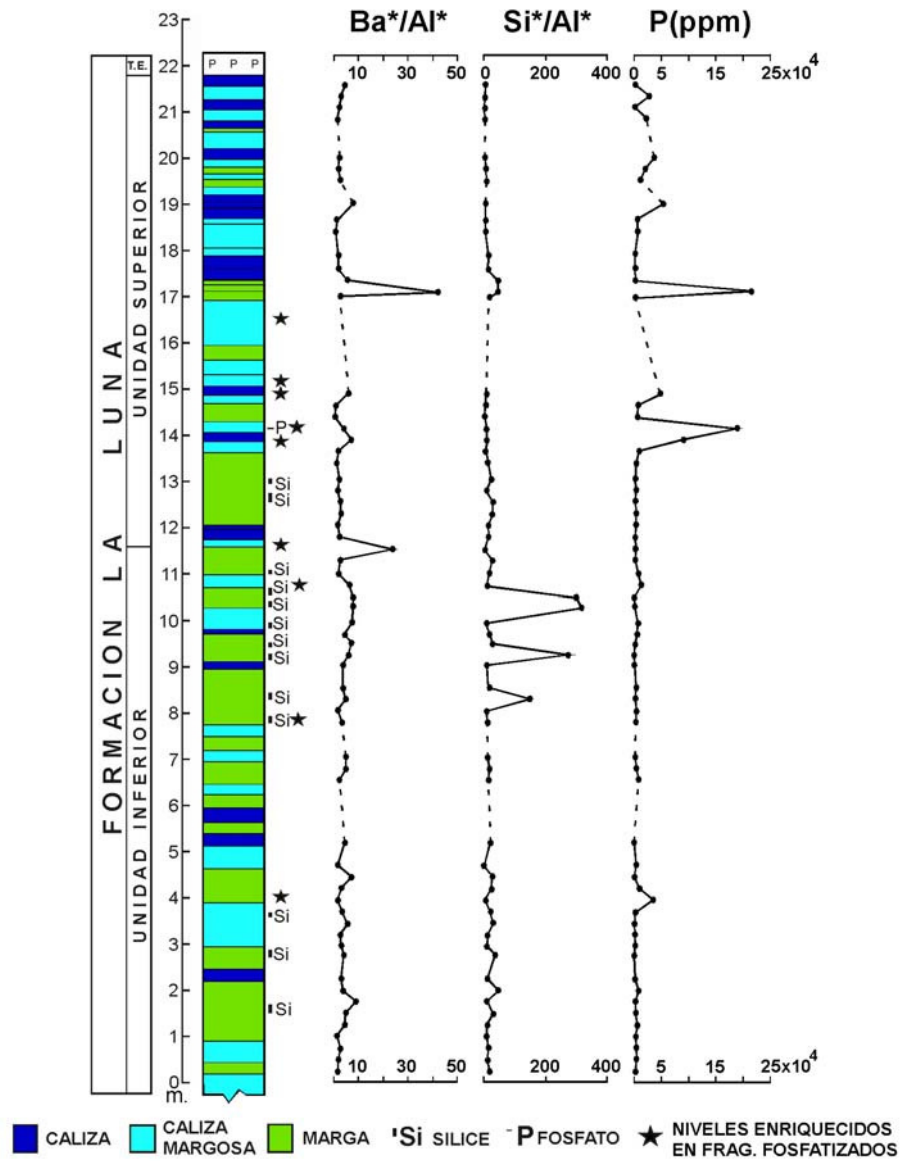


Fig. 23 Perfiles de concentración-profundidad de Ba\*/Al\*, Si\*/Al\* y fósforo (P) en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel. Los intervalos no analizados aparecen representados con líneas discontinuas.

## **Elementos indicativos de condiciones redox**

El contenido de Mn puede ser utilizado en algunas localidades en la reconstrucción de las variaciones temporales en la oxigenación de las aguas de fondo, enriquecimiento en este componente sugiere oxigenación en las aguas de fondo y retención de los óxidos de Mn en la columna de sedimentos (Davis *et al.*, 1999). Consecuentemente, las concentraciones de manganeso mayores de pocos cientos de ppm usualmente indican condiciones más oxidantes y presencia de una fase óxida (Arthur y Dean, 1991).

Por otro lado, en ambientes marinos grandes cantidades de vanadio pueden concentrarse en la materia orgánica derivada de algas, debido a que el material algal es preservado en condiciones anaeróbicas. El enriquecimiento de vanadio en los sedimentos es considerado indicativo de condiciones anóxicas (Lewan y Maynard, 1982; Breit y Wanty, 1991; todos citados en Bellanca *et al.*, 1999).

En el caso de la sección estudiada de la Formación La Luna, el contenido de vanadio varía a lo largo de toda la sección, observándose valores mayores en las calizas margosas y margas en comparación con las calizas (Tabla V).

La relación de vanadio y níquel, comúnmente expresada como  $V/(V+Ni)$ , ha sido utilizada en la obtención de información del Eh, pH y la actividad sulfática en el ambiente depositacional (Bellanca *et al.*, 1996; Davis *et al.*, 1999). Hatch y Leventhal (1992) interpretaron diferentes grados de estratificación de la columna de agua con base en cambios en la fracción  $V/(V+Ni)$ . De acuerdo con estos autores valores mayores a 0,84 junto con concentraciones elevadas de Cd, Mo, U, V, Zn y S, indican una columna de agua fuertemente estratificada con aguas de fondo anóxicas, entre 0,54 a 0,72 junto con concentraciones intermedias de metales y S, indican una columna de agua menos fuertemente estratificada con aguas de fondo anóxicas, y

entre 0,46 a 0,60 junto con concentraciones bajas de metales y S, indica una columna de agua débilmente estratificada con aguas de fondo disóxicas.

La fracción vanadio-níquel en las muestras analizadas presenta valores promedio superiores a 0,53, los cuales sugieren depositación en condiciones disóxicas/anóxicas. La mayoría de las calizas margosas y margas ubicadas en la base de la sección estudiada, presentan valores entre 0,63 y 0,89 (Fig. 24). No se descarta la presencia de H<sub>2</sub>S disuelto en aguas de fondo elevadamente reductoras durante la acumulación de estos depósitos. En un estudio realizado por Mongenot *et al.* (1996) en muestras con alto contenido de materia orgánica pertenecientes a la Formación La Luna, reportaron valores elevados en el grado de piritización (igual a 1 en la mayoría de los casos), sugiriendo que las condiciones depositacionales fueron anóxicas-sulfídicas aun por encima de la interfase agua-sedimento. Los valores en la relación vanadio-níquel en estas muestras están cercanos a los obtenidos en la base de la unidad inferior (entre 0,76 y 0,94; Mongenot *et al.*, 1996). Subiendo en la sección las condiciones fueron, en general, disóxicas/anóxicas con algunos intervalos oxigenados, los cuales incrementan en frecuencia hacia el tope de la formación (Fig. 24).

Esto se correlaciona con concentraciones bajas de manganeso, inferiores a 83 ppm (Tabla IV), y con el contenido de carbono orgánico total en la sección (Fig. 24). Se observó una buena correlación entre el manganeso y el bario ( $r = 0,74$ ).

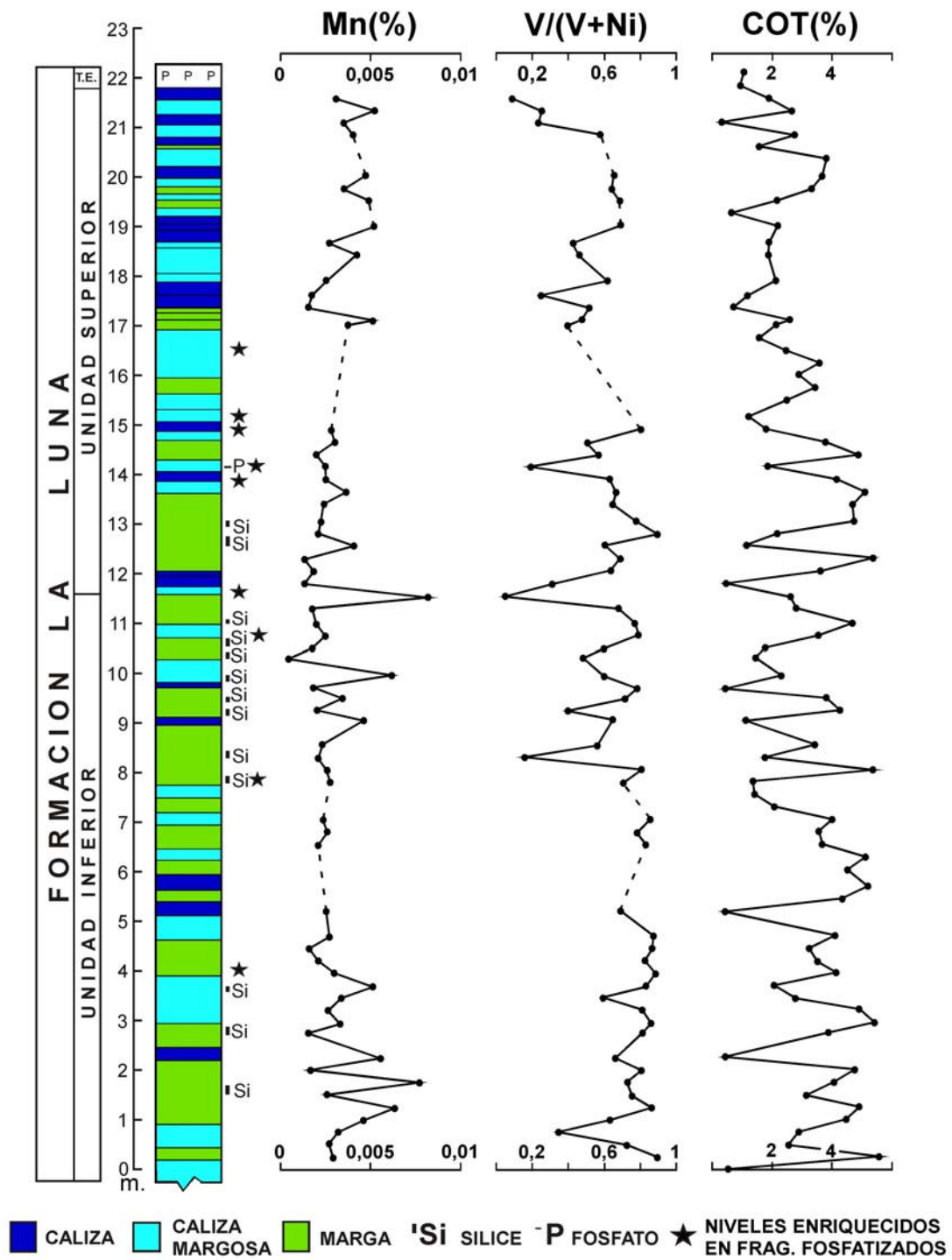


Fig. 24 Perfiles de distribución-profundidad del manganeso (Mn), fracción vanadio-níquel (V/(V+Ni)) y carbono orgánico total. Los intervalos no analizados aparecen representados con líneas discontinuas.

## *Fauna*

El conjunto faunal está principalmente representado por foraminíferos, adicionalmente fragmentos de moluscos (inocerámidos) fueron observados en proporciones muy bajas (< 1%) en la unidad inferior.

Los foraminíferos plácticos son más comunes en la unidad inferior de la sección, disminuyendo subiendo en la sección (Fig. 11). El conjunto de plácticos está caracterizado por una baja diversidad, dominado por ejemplares oportunistas pertenecientes a los géneros *Heterohelix* (*reussi*, *moremani*, *globulosa*), *Hedbergella* (*delrioensis*, *planispira*, *flandrini*), y *Globigerinelloides* (*ultramicros*, *bolli*, *messinae*, *subcarinatus*). Otros grupos representados en proporciones menores son los géneros intermedios *Whiteinella* (*baltica*) y *Dicarinella* (*primitiva*, *concovata*, *asimétrica*), y el género especialista *Marginotruncana* (*marginata*)(Apéndice 5).

La Figura 25 ilustra la distribución de los diferentes grupos de foraminíferos plácticos, el porcentaje para cada uno fue calculado sobre la base del porcentaje total de foraminíferos plácticos. Se observa una relación entre las facies definidas y la distribución de los géneros *Whiteinella*, *Dicarinella* y *Marginotruncana*, los cuales se presentan mayoritariamente asociados a margas y calizas margosas. Sólo en cuatro muestras de calizas, pertenecientes a la unidad estratigráfica inferior, se reconocieron ejemplares pertenecientes a estos grupos, de las cuales dos corresponden a intervalos no laminados y las otras dos a intervalos laminados, en estas últimas estos géneros se observaron distribuidos en las bandas enriquecidas en materia orgánica y arcillas.

Los foraminíferos béticos muestran una tendencia inversa, incrementando en la unidad superior (Fig. 11). De acuerdo con la clasificación de Koutsoukos y Hart (1990), se identificaron dos grupos: a) grupo de epifaunales a infaunales someros, representados por los géneros *Gavelinella*, *Lenticulina* y nodosáridos, y b) grupo de infaunales, definidos por los géneros *Siphogenerinoides*, *Orthokarstenia*,

*Bolivinooides*, y en porcentajes muy bajos bolivínidos (*Bolivina* y *Gabonita*) (Apéndice 6).

El grupo de bénticos epifaunales a infaunales someros domina en la unidad inferior, mientras que el grupo de bénticos infaunales domina en la unidad superior (Fig. 11). Este cambio en la composición de bénticos está acompañado con la presencia de niveles bioturbados.

### *Edad*

El esquema zonal utilizado en este trabajo corresponde al presentado por Sliter (1997), Bralower *et al.* (1995) y Premoli Silva y Sliter (1999). La base de la Formación La Luna, en la sección aflorante en el río San Miguel, es Santoniense temprano y está definido por la primera aparición de la *Dicarinella asymetrica* (0,50 m), que marca la base de la zona con el mismo nombre.

La edad del tope de la formación es más difícil de definir. El intervalo superior de la Formación La Luna está caracterizado por una disminución en los foraminíferos pláncnicos, principalmente representados por géneros oportunistas (*Hedbergella planispira*, *Globigerinelloides ultramicrus*, *Globigerinelloides bolli*, *Globigerinelloides subcarinatus* y *Heterohelix globulosa*), con rangos estratigráficos amplios.

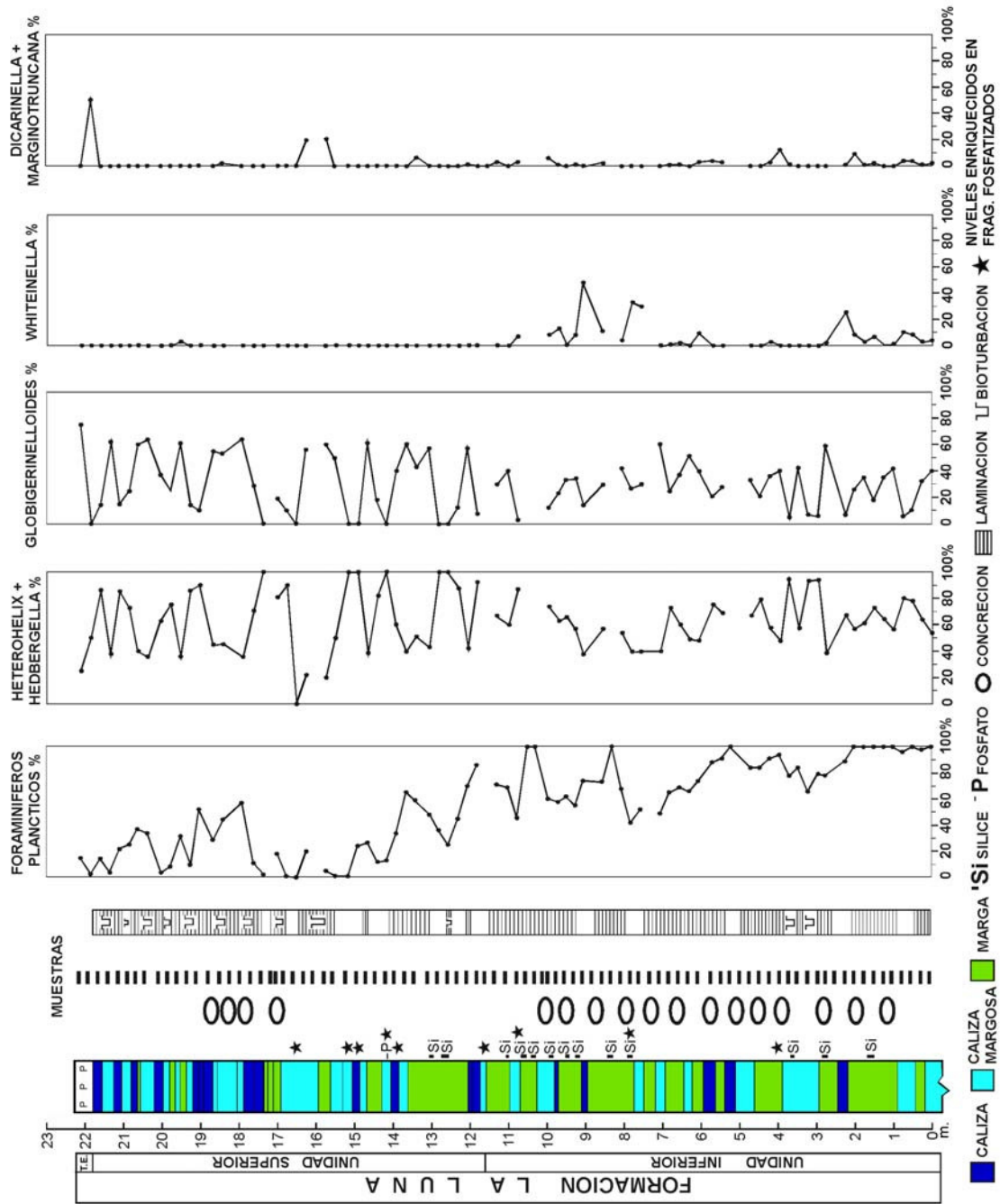


Fig. 25 Distribución de los diferentes grupos de foraminíferos pláncnicos en la Formación La Luna, quebrada San Miguel. El porcentaje de cada grupo fue calculado con base en el porcentaje total de foraminíferos pláncnicos.



De Romero y Galea-Alvarez (1995) indican que el tope de La Luna *sensu lato* (lutitas calcáreas laminadas negras e intervalos de calizas) en Mérida es de edad Santoniense basado en la última ocurrencia del *Heterohelix reussi* y la primera ocurrencia del *Bolivinooides culverensis* y la edad del Miembro Tres Esquinas es Campaniense temprano, determinado por la presencia del *Bolivinooides culverensis*, *Kyphopyxa christneri* y la primera ocurrencia de la *Contusotruncana plummerae*. En la sección estudiada, la última aparición del *Heterohelix reussi* ocurre a 3,68 m por debajo de la base del Miembro Tres Esquinas. De acuerdo con Sliter (1997) esta especie puede extenderse hasta la base de la Zona de la *Globotruncanita elevata* (Campaniense).

Machado (2002) estudió el nannoplancton calcáreo en esta localidad, excluyendo al Miembro Tres Esquinas. Al igual que ocurre con los foraminíferos plácticos, observa una disminución en el número de especies en el intervalo superior de la Formación La Luna. Reporta la última aparición de la especie *Lithastrinus floralis* a 2,13 m por debajo del contacto con el Miembro Tres Esquinas, esta especie desaparece a finales del Santoniense (Crux, 1994).

De acuerdo con lo expuesto, el límite Santoniense-Campaniense se propone colocarlo en la base del Miembro Tres Esquinas, de acuerdo con lo planteado por De Romero y Galea-Alvarez (1995).

## **CAPÍTULO V**

### **CICLICIDAD**

#### *Generalidades*

Un ciclo sedimentario se define como un grupo de litologías o texturas diferentes, las cuales se repiten regularmente en una secuencia. Eventos repetitivos pueden ser producidos por procesos episódicos o por procesos gobernados por sistemas oscilantes, éstos últimos han sido reconocidos como los procesos responsables de los ciclos sedimentarios verdaderos, siendo esencial la existencia de un sistema oscilante para la formación de ciclos útiles en Estratigrafía. Si existe un sistema oscilante, cualquier ciclo que se genere poseerá cualidades medibles en tiempo, mientras que los eventos repetitivos episódicos carecen de esta cualidad (Schwarzacher, 1993).

De acuerdo con el origen de los ciclos sedimentarios, Brinkmann (1925, cit en Schwarzacher, 1993) diferenció entre ciclos autónomos (estratificación) y ciclos inducidos externamente. Beebower (1964, cit en Schwarzacher, 1993), propuso una clasificación similar, reconociendo autociclos y alociclos. Los ciclos autónomos son equivalentes a los autociclos y se generan por sistemas que pueden ser oscilantes. Por ejemplo, la sedimentación fluvial sobre la llanura de inundación puede producir ciclos por la fluctuación de un río meandriforme. Por otro lado, los alociclos son el resultado de factores externos oscilantes. Los ejemplos típicos son los ciclos sedimentarios producidos por mareas o fluctuaciones climáticas.

Tradicionalmente, dos explicaciones se han planteado para entender el origen de los ciclos, siendo estas la actividad tectónica o los cambios en el clima. Un sistema sedimentario es extremadamente complejo, en donde un conjunto de variables

interactúan y depende una de otra. Cualquier interpretación reflejará sólo parcialmente esta complejidad y no puede proveer una reconstrucción completa del ambiente. Por ejemplo, no es inmediatamente obvio si un incremento en la actividad de las corrientes representa una disminución en la profundidad de la columna de agua o un aumento en la actividad de las corrientes. Similarmente, un incremento en la descarga de terrígenos puede ser el resultado de levantamiento en el área fuente o deberse a la intensificación de las precipitaciones (Schwarzacher, 1993).

Secuencias cíclicas reportadas en el registro geológico exhiben una jerarquía de espesores que sugiere una relación con perturbaciones orbitales. Particularmente en secuencias cretácicas, esta jerarquía cae en el rango de 10 a 400 ka (De Boer, 1982; Eicher y Diner, 1991; Einsele y Ricken, 1991; Oglesby y Park, 1992; De Boer y Smith, 1994; entre otros). A través de la interacción de los diferentes parámetros en el sistema climático terrestre, el cambio en la distribución de calor *versus* la latitud y el tiempo parecen ser los responsables de las variaciones en los complejos sistemas oceánico y atmosférico. Para demostrar la existencia de ciclos resultado de cambios climáticos regionales en la banda de Milankovitch, se elaboran sofisticados análisis de espectros de series de tiempo (Apéndice 2).

### *Ciclicidad en la Formación La Luna.*

Variaciones en el contenido de carbonato de calcio muestran patrones cíclicos a la escala de láminas (submilimétricas), bandas (milimétricas) y capas (decenas de centímetros). La ciclicidad más obvia aparece a la escala de decenas de centímetros.

Variaciones regulares en la distribución de las facies identificadas en este trabajo, en muestras recolectadas a intervalos de 25 cm, permitieron definir 24 ciclos litológicos caracterizados por hemicyclos pobres en carbonato (base) alternando con hemicyclos ricos en carbonato (tope)(Fig. 26). Los tipos de ciclos litológicos identificados fueron

los siguientes: marga → caliza margosa, marga → caliza, caliza margosa → caliza y marga → caliza margosa → caliza. Los tres primeros son los más comunes. El espesor de los ciclos reconocidos varía entre 0,2 a 2,25 m.

A nivel petrográfico, también se observan patrones cíclicos a nivel submilimétrico y milimétrico que reflejan variaciones en el contenido de foraminíferos, lodo carbonático, arcillas y materia orgánica. Los intervalos laminados están ausentes en algunos segmentos de la secuencia.

Adicionalmente a la ciclicidad anteriormente descrita, otro tipo de ciclicidad puede observarse en la Formación La Luna, la cual está definida por los diferentes patrones de arreglo en la laminación y su relación con los intervalos no laminados, los cuales permiten subdividir esta unidad en parasecuencias caracterizadas por determinadas sucesiones de microfácies, reconociéndose 26 ciclos con espesores que varían entre 0,14 y 2,35 m (Fig. 21).

De base a tope, estas parasecuencias están representadas por depósitos finamente laminados pertenecientes al grupo L1 que pasan a depósitos gruesamente laminados del grupo L2; ocasionalmente el tope de la parasecuencia está definido por la microfácies bandeada del grupo L3, o más frecuentemente por depósitos no laminados caracterizados por la acumulación de foraminíferos en la unidad inferior y/o fragmentos fosfatizados (restos de peces, intraclastos) en la unidad superior, en los cuales puede observarse evidencias de bioturbación.

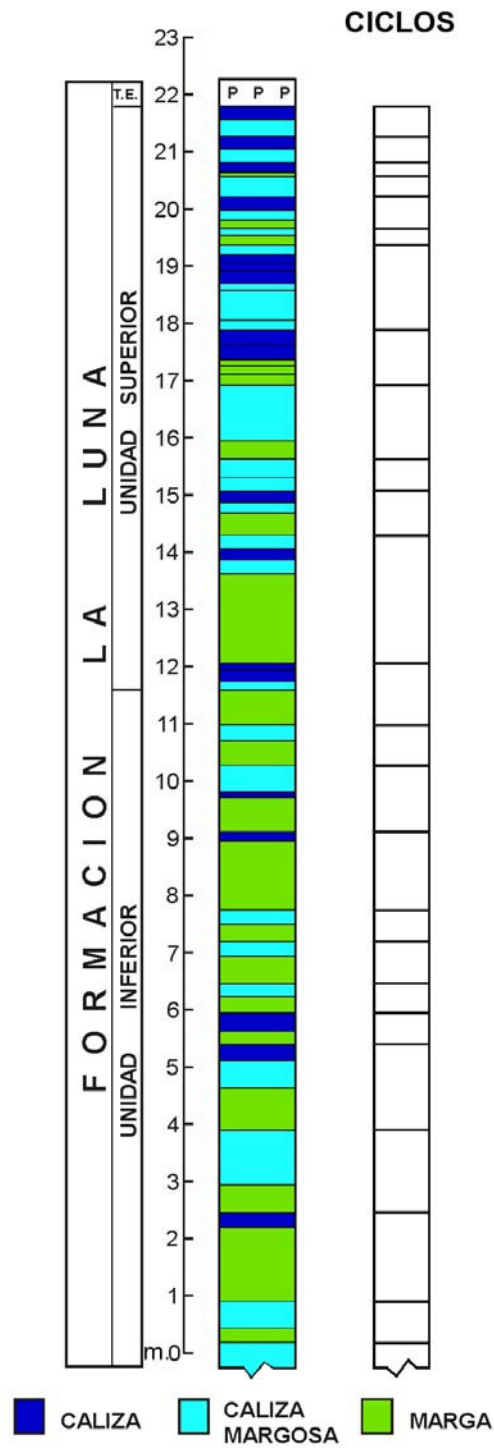


Fig. 26 La ciclicidad más obvia en la Formación La Luna es a escala centimétrica. Se reconocieron 24 ciclos litológicos con un hem ciclo inferior pobre en carbonato y un hem ciclo superior rico en carbonato.

Cabe destacar, que no se observa una correspondencia entre los límites de las parasecuencias propuestas y los límites de los ciclos litológicos anteriormente señalados. Esta falta de correspondencia permite inferir que los factores que controlaron las variaciones en el contenido de carbonato de calcio, no fueron responsables del arreglo de los diferentes grupos de laminación identificados.

En este capítulo se evaluará el significado de las variaciones en el contenido de carbonato de calcio observadas en la sección estudiada y si existe una correspondencia con el carbono orgánico total.

### *Análisis espectrales*

#### **Resultados de los análisis espectrales aplicados en la evaluación de las variaciones en el contenido de carbonato de calcio y carbono orgánico total a escala centimétrica.**

Tal como se indicó en el punto anterior, el número y espesor de los ciclos litológicos identificados responde al espaciamiento entre las muestras analizadas. A nivel de afloramiento, resulta difícil distinguir planos de estratificación, a menos que las variaciones en el porcentaje de carbonato de calcio oscilen alrededor del límite de meteorización en esta área (ver punto de Generalidades en el capítulo IV). Sin embargo, la repetición de las facies definidas en este trabajo sugiere la acción de un mecanismo o mecanismos periódicos.

Con el fin de evaluar esta “periodicidad” en términos de frecuencia y amplitud, se realizaron análisis espectrales empleando los datos de carbonato de calcio y carbono orgánico total. Debido a que la resolución de la frecuencia de un espectro es proporcional al número de muestras o puntos en la serie de tiempo, fue necesario la generación de una nueva base de datos. Aplicando el método “cubic splines” se

interpolaron, a intervalos de 10 cm, los valores geoquímicos ya indicados. Los espectros fueron construidos aplicando el método de Transformadas Rápidas de Fourier siguiendo la metodología explicada en el capítulo II.

En la Fig. 27 se muestra el periodograma generado con la totalidad de los valores de carbonato de calcio. Tomando en cuenta que el intervalo de muestreo fue cada 25 cm, el período mínimo confiable que puede detectarse es de 0,5 m (frecuencia Nyquist). En el espectro de poder se pueden identificar dos zonas que presentan picos con amplitudes significativas, superiores al nivel de confiabilidad del 95%, los cuales responden a los siguientes períodos expresados en metros: a) 1,22 y 0,98 m y b) 0,66 y 0,54 m.

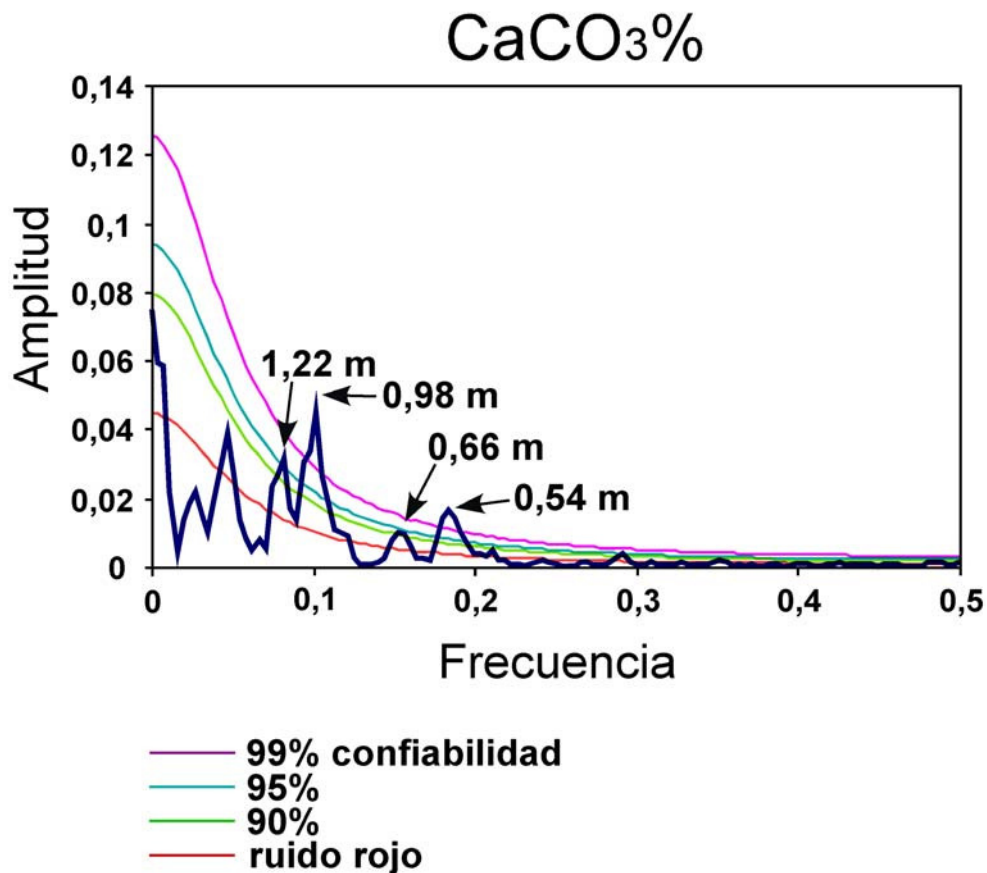


Fig. 27 Periodograma construido con la totalidad de los valores de carbonato de calcio en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel.

Resulta importante que los análisis espectrales se apliquen en series “estacionarias”; es decir, en series en donde no exista una tendencia. En el caso de la Formación La Luna, se observa una tendencia general subiendo en la sección, la cual está evidenciada tanto en los valores del carbonato de calcio como en contenido de carbono orgánico total.

Con el fin de evaluar el efecto que la tendencia general tiene sobre la ciclicidad detectada, se generaron los espectros de poder en cada una de las unidades informales propuestas en este trabajo, los resultados se presentan en la Fig. 28. Los peridogramas muestran dos picos con amplitudes significativas, idénticos en ambas unidades y ubicados por encima del nivel de confiabilidad del 95%. Los mismos responden a ciclos con las siguientes periodicidades expresadas en metros: 1,16 y 0,53.

La resolución de los espectros es menor, resultado de la disminución del número de valores utilizados. Aparentemente, en el caso del carbonato de calcio, la tendencia general no modificó la ciclicidad presente.



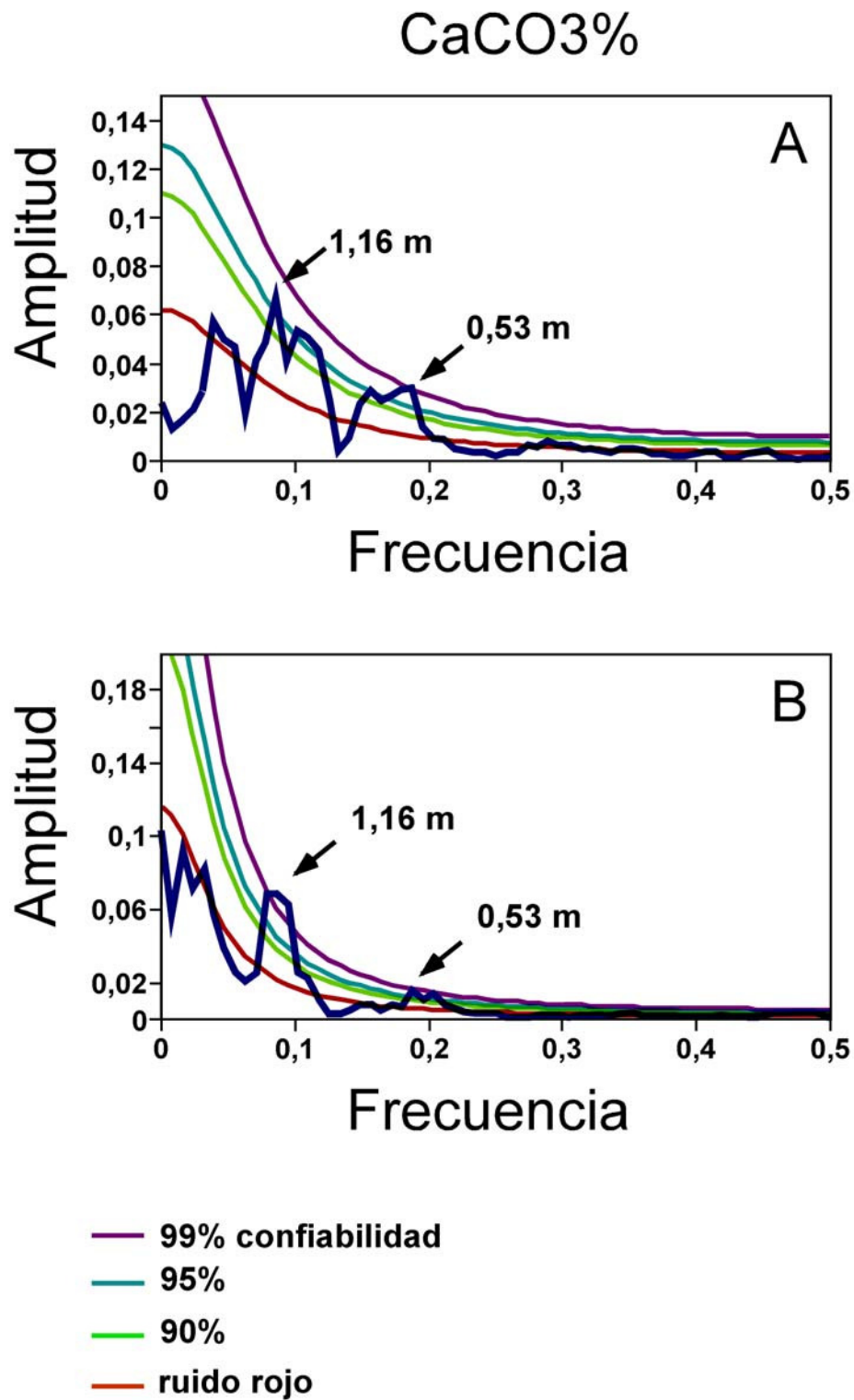


Fig. 28 Peridogramas construidos a partir de la variación en el porcentaje de carbonato de calcio, A) Unidad inferior, B) Unidad superior

Con el fin de evaluar si las variaciones en el contenido de carbono orgánico total respondían a la misma ciclicidad detectada con el carbonato de calcio, se construyó el espectro de poder con la totalidad de los valores (Fig. 29). En el mismo se observan dos picos con amplitudes significativas, ubicadas por encima del nivel de confiabilidad de 95%, los mismos presentan períodos de 0,73 y 0,88 m.

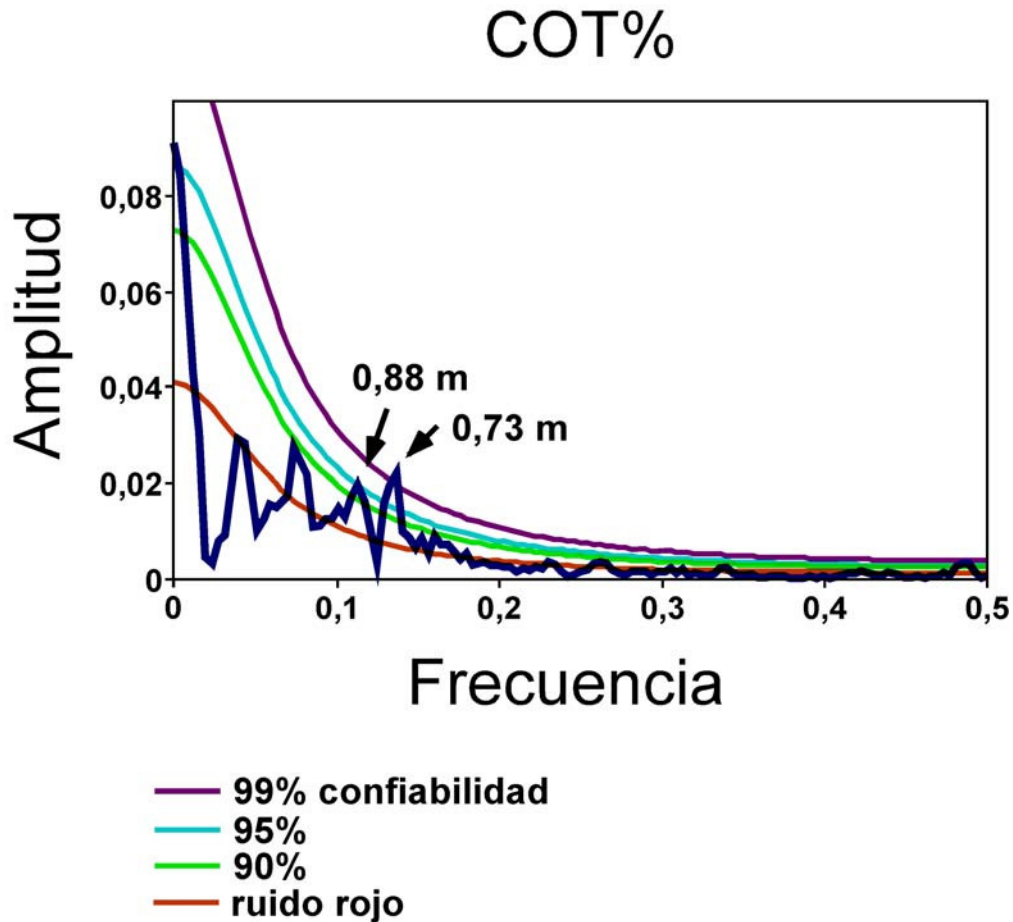


Fig. 29 Periodograma construido con la totalidad de los valores de carbono orgánico total, en la Formación La Luna, sección de la quebrada San Miguel.

Siguiendo el mismo procedimiento aplicado con el carbonato de calcio, se generaron los espectros de poder en las unidades informales inferior y superior, con base en las variaciones en el porcentaje de carbono orgánico total (Fig.30). En la unidad inferior, se observan dos picos con amplitudes significativas por encima del nivel de

confiabilidad del 95%, los mismos presentan períodos de 0,71 y 0,91 m, cercanos a los valores obtenidos con la totalidad de los valores. En la unidad superior, sólo se observó un pico con una amplitud por encima del nivel de 95% de confiabilidad, que presenta una periodicidad de 1,16 m.

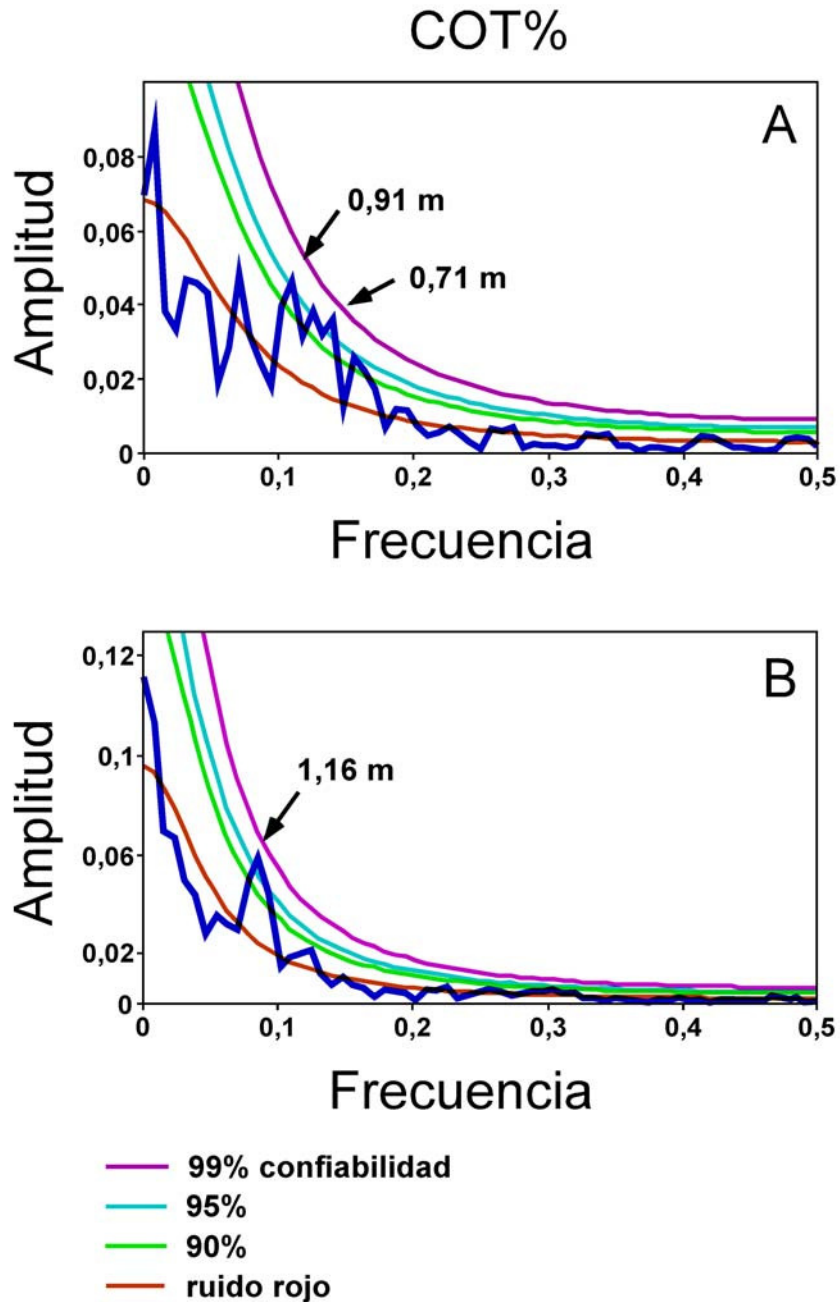


Fig. 30 Peridogramas construidos a partir de la variación en el porcentaje de carbono orgánico total, A) Unidad inferior, B) Unidad superior

La totalidad de los resultados obtenidos en los análisis espectrales corresponden a valores obtenidos de la sección compactada.

Para la evaluación de estos resultados en términos temporales, se requiere conocer la tasa de sedimentación de la Formación La Luna durante el intervalo de tiempo estudiado. En ausencia de una calibración bioestratigráfica adecuada, se realizó una revisión de las tasas de sedimentación reportadas en la literatura para esta formación.

Erlich *et al.* (1999a) reportaron las siguientes tasas de acumulación para la Formación La Luna: 0,6 mm/1000 años (mínima), 7,2 mm/1000 años (promedio) y 15,2 mm/1000 años (máximo). Davis *et al.* (1999) indicaron para el Santoniense una tasa de sedimentación promedio de 4,64 mm/1000 años, a partir de los espesores mínimo y máximo medidos en este intervalo calcularon una tasa mínima de 0,66 mm/1000 años y una máxima de 13,52 mm/1000 años. Cotillon *et al.* (2000) reportan una tasa de sedimentación promedio para esta unidad de 13 mm/1000 años. Todos estos valores corresponden a secciones no descompactadas, por lo que representan valores mínimos. Como puede observarse, no existe un valor único.

Con el fin de evaluar la hipótesis si la ciclicidad detectada en la Formación La Luna fue el resultado de procesos que actuaron en la frecuencia de Milankovitch (Apéndice 2), se examinaron las relaciones entre las longitudes de ondas de los diferentes picos identificados y se compararon con las relaciones entre los períodos actuales de los elementos orbitales (Tabla VI). De acuerdo con Berger y Loutre (1989), los períodos de los elementos orbitales en el Cretáceo Tardío fueron ligeramente más cortos que los de hoy en día (por lo menos 2000 años más cortos para la oblicuidad y precesión).

El uso de relaciones en la interpretación es independiente del tiempo absoluto y puede evitar algunos errores resultado de la estimación de las tasa de sedimentación (Boyd *et al.*, 1994).

Al comparar los resultados obtenidos en la sección de estudio y los valores de la Tabla VI, se observó una diferencia en las relaciones observadas entre las longitudes de onda de los picos detectados en los análisis espectrales y las relaciones entre los ciclos de Milankovitch, esta diferencia fue cuantificada como una medida de error en la correlación.

	P1 (19,0)	P2 (23,7)	O1 (41,0)	O2 (54,0)	E1 (94,9)	E2 (123,3)
Relación entre el período de precesión (P1) y los otros períodos orbitales.	1,0	0,87	0,46	0,35	0,2	0,15
Relación entre el período de precesión (P2) y los otros períodos orbitales.	1,25	1,0	0,58	0,44	0,25	0,19
Relación entre el período de obliquidad (O1) y los otros períodos orbitales.	2,15	1,73	1,0	0,76	0,43	0,33
Relación entre el período de obliquidad (O2) y los otros períodos orbitales.	2,84	2,28	1,32	1,0	0,57	0,44
Relación entre el período de excentricidad (E1) y los otros períodos orbitales.	4,99	4,07	2,31	1,76	1,0	0,77
Relación entre el período de excentricidad (E2) y los otros períodos orbitales.	6,49	5,20	3,01	2,28	1,30	1,0

Tabla VI Relaciones entre los períodos modernos (en Ka) de los ciclos de precesión (P1,P2), oblicuidad (O1,O2) y excentricidad (E1,E2) (modificado de Berger, 1977 y Boyd *et al.*, 1994).

Al analizar el espectro de poder generado a partir de las variaciones en contenido de carbonato de calcio en la sección completa, se observaron las siguientes características:

- La relación entre los picos de 1,22 m y 0,66 es 1,85, cercano a la relación E1/O2 (5% de error).
- La relación entre los picos de 1,22 m y 0,54 m es de 2,26, cercano a la relación E1/O1 (2% de error).

- La relación entre los picos de 0,66 m y 0,54 m es de 1,22, cercano a la relación O2/O1 (8% de error).

No se observó una relación entre el pico de 0,98 m y las relaciones de los períodos modernos de los elementos orbitales.

El mismo procedimiento se aplicó a los resultados obtenidos en los espectros generados en las unidades informales inferior y superior. La relación entre los picos de 1,16 y 0,53 m es 2,19, cercano a la relación E1/O1 (5% de error).

Con relación al espectro generado con base en las variaciones en el contenido de carbono orgánico total en la sección completa, la relación entre los dos picos observados (0,88 y 0,73 m) es de 1,21, cercana a la relación O2/O1 (8% de error).

La evaluación de los espectros de poder generados para la Formación La Luna, permiten explicar la ciclicidad definida por las variaciones en el contenido de carbonato de calcio, como el resultado estratigráfico de oscilaciones en los elementos orbitales, detectándose ciclos de excentricidad (E1) y oblicuidad (O1 y O2). El intervalo de muestreo empleado no permitió reconocer el ciclo de precesión. La resolución del espectro se pierde cuando se trabaja de manera individual en las unidades informales definidas en esta formación, probablemente resultado de la disminución en el número de datos empleados en la construcción de los peridogramas. Las variaciones en el contenido de carbono orgánico parecen ser resultado de cambios en la oblicuidad (O1 y O2).

## **Resultados de los análisis espectrales aplicados en la evaluación de la ciclicidad observada a escala milimétrica.**

Tal como se indicó con anterioridad, variaciones en el contenido de carbonato de calcio en la Formación La Luna, muestran patrones cíclicos a diferentes escalas. Una característica común en las microfacies petrográficas propuestas, es la alternancia de intervalos ricos y pobres en carbonato de calcio que pueden observarse desde una escala submilimétrica, caracterizada por la asociación de láminas claras y oscuras, hasta una escala milimétrica, caracterizada por la asociación de bandas claras y oscuras. Estas últimas (bandas) bien definidas en los grupos L2 y L3, pero no tan evidentes en el grupo L1.

Estas características han sido señaladas por otros autores en la literatura. Cotillon *et al.* (2000), compararon la laminación observada en las formaciones La Luna y Querecual con los depósitos recientes en la cuenca de Cariaco, definiendo ciclos elementales y ciclos de orden inferior. Los ciclos elementales están representados por la alternancia de láminas oscuras y claras (ver punto Facies Laminadas en el capítulo IV). Los ciclos elementales se agrupan en ciclos de orden inferior, los cuales están formados por bandas oscuras enriquecidas en una matriz arcillosa-orgánica relativamente enriquecida en cuarzo detrítico y bandas claras, generalmente menos espesas y algunas veces recristalizadas con calcita.

Estos autores, compararon los ciclos elementales con varvas, y contaron el número de varvas presentes en los ciclos de orden inferior. En un grupo de 25 secciones delgadas que presentaban laminación, observaron que cinco exhibían un ciclo de orden inferior con 10-12 varvas, dos exhibían un ciclo con 22-28 varvas, una contenía ciclos con 22-24 varvas y dos mostraban ciclos con un promedio de 6 varvas. Estos ciclos de orden inferior se encuentran agrupados en megaciclos. Los grupos más frecuentes incluyen de 5 a 7 unidades. Estos megaciclos representan ciclos de 50-70 a 60-84 años en las unidades que contienen de 10 a 12 varvas; y 110-154 a 120-168 años en

las unidades que contienen de 22 a 24 varvas. Estos autores indican que los valores de 84 y 168 años se aproximan a los ciclos solares mayores.

Con el fin de evaluar la ciclicidad observada a nivel milimétrico, se aplicaron análisis espectrales a 24 muestras pertenecientes a cada uno de los grupos laminados definidos, de acuerdo con la metodología desarrollada en el capítulo II. Los espectros fueron generados en muestras de margas, calizas margosas y calizas a lo largo de toda la secuencia. En la Fig 31 se presentan ejemplos de algunos de los peridogramas que mostraron mejor resolución. Esta resolución está controlada por el número de datos utilizados.

Dos ciclos fueron identificados, los cuales pueden reconocerse en cada una de las microfacies y presentan las siguientes periodicidades expresadas en milímetros: a) 1,35 a 2,44 mm y b) 0,62 a 1,28 mm.

En ausencia de una calibración bioestratigráfica adecuada para el cálculo de las tasas de sedimentación y con el fin de comparar estos resultados con los publicados por Cotillon *et al.* (2000), se aplicó la tasa de sedimentación reportada por estos autores (13mm/ka). La duración de los ciclos identificados en este trabajo corresponde con: a) 104-188 años y b) 48-98 años. Los mismos se aproximan a los ciclos definidos por estos autores (50-84 años y 110-168 años), y permite asociarlos con ciclos solares.



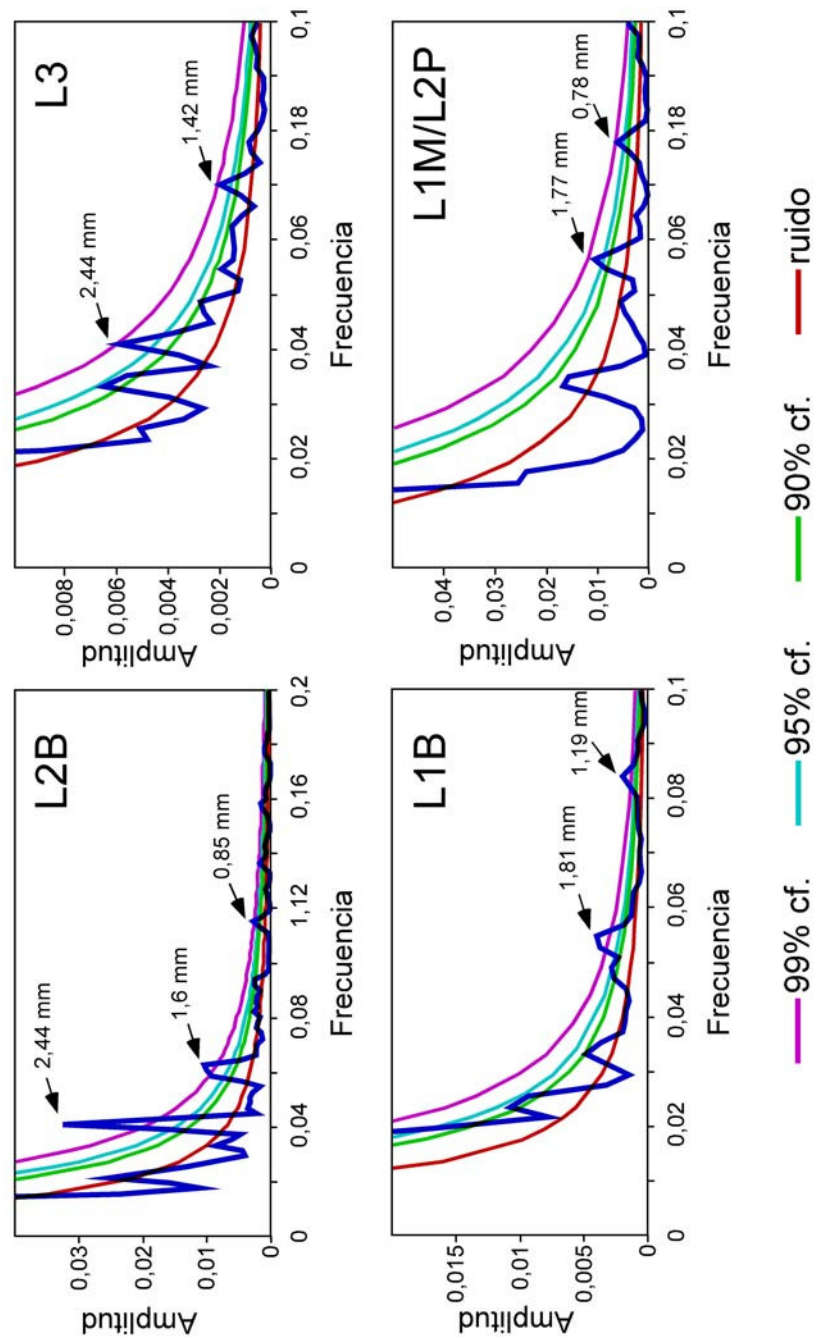


Fig. 31 Ejemplos de peridogramas generados en las microfacies laminadas propuestas en este trabajo para la Formación La Luna, en donde pueden observarse picos significativos. A) Espectro de la microfacies L2B en caliza perteneciente a la unidad superior, B) Espectro de la microfacies L3 en caliza de la unidad inferior, C) Espectro de la microfacies L1B en caliza margosa perteneciente a la unidad superior, D) Espectro de las microfacies L1M y L2P en margas de la unidad inferior.

## *Factores que controlan la ciclicidad en secuencias pelágicas*

El tema de la sedimentación cíclica, registrada como rítmicidad litológica en sucesiones pelágicas y hemipelágicas, ha sido tratado en numerosos trabajos. El registro geológico contiene muchos ejemplos de estratificación cíclica. Quizás los ejemplos mejor conocidos de este tipo de secuencias son los depósitos marino profundos del Pleistoceno. Sin embargo, la presencia de secuencias cíclicas también es común en otras épocas geológicas (Eicher y Diner, 1991; Oglesby y Park, 1992).

Particularmente en secuencias cretácicas, existen buenos ejemplos de secuencias carbonáticas cíclicas de alternancias de caliza-marga, caliza-lutitas negras (secuencias pelágicas), y alternancias de “chalk”-marga (secuencias de plataformas someras) (Oglesby y Park, 1992). Efectos diagenéticos juegan un papel importante en algunas de estas secuencias (Ricken, 1986), pero la mayoría de las alternancias reflejan un ciclo depositacional primario (Oglesby y Park, 1992).

Los mecanismos posibles que producen esta clase de ciclicidad han sido atribuidos a variaciones de un factor paleoambiental simple o a la combinación de varios factores que actúan en la columna de agua y/o en el fondo marino. Estos factores incluyen fluctuaciones en los siguientes parámetros paleoambientales (De Boer y Smith, 1994; Eicher y Diner, 1991; Einsele y Ricken, 1991; R.O.C.C. Group, 1986, entre otros):

- Aporte de sedimentos biogénicos calcáreos producidos por plancton (ciclos de productividad). La productividad biológica puede variar debido a cambios en la descarga de nutrientes por los ríos o debido a cambios en la circulación oceánica que afectan la distribución de los nutrientes.
- Aporte de sedimentos terrígenos finos (ciclos de dilución).
- Grado de saturación del agua de mar con respecto al carbonato de calcio (ciclos de disolución).
- Contenido de oxígeno en las aguas de fondo y consecuentemente, el grado de agotamiento vs preservación de la materia orgánica (ciclos redox).

- Actividad de las corrientes marinas profundas que reabajan los sedimentos del fondo (ciclos erosivos).

Los factores anteriormente señalados, pueden ser modificados y controlados por cambios climáticos regionales y globales.

Variaciones en el balance de agua dulce (relación entre la precipitación + descarga de terrígenos y evaporación) controlan el aporte de nutrientes a la cuenca y la circulación vertical en la columna de agua. La combinación de estos factores da como resultado cambios en la productividad del carbonato y en los niveles de oxígeno en la columna de agua (Hay, 1995). Adicionalmente, variaciones en la circulación atmosférica resultan en cambios periódicos en la dirección de los vientos que modifican la intensidad de las corrientes de surgencia y la frecuencia e intensidad de las tormentas que actúan en la plataforma (R.O.C.C. Group, 1896).

Sin embargo, esta alternancia de litologías en muchas ocasiones muestra una jerarquía en la variación de los espesores que sugiere una relación entre estos factores y los períodos de perturbaciones orbitales (banda de Milankovich).

La evaluación de determinados elementos mayoritarios, minoritarios y trazas ha sido utilizada por numerosos autores en la determinación de los factores que controlan la ciclicidad en secuencias sedimentarias (Apéndice 7).

## *Factores que controlaron la ciclicidad a escala centimétrica en la Formación La Luna durante el Santoniense*

A continuación se discuten los factores paleoambientales responsables de la ciclicidad detectada en la Formación La Luna con base en variaciones en el carbonato de calcio y carbono orgánico total.

Aunque la ciclicidad más obvia en la Formación La Luna está definida por cambios en el contenido de carbonato de calcio, los resultados obtenidos del cálculo de los coeficientes de correlación de Pearson, no arrojaron una relación entre el carbonato de calcio y los elementos geoquímicos analizados (Tabla IV), con la excepción del carbono orgánico total y la sílice en donde se observó una correlación negativa ( $r = -0,43$  y  $-0,68$ , respectivamente), en el último caso es el resultado de los intensos procesos de silicificación descritos a nivel petrográfico en aquellos niveles que presentaron un enriquecimiento en sílice.

La razón de esta aparente ausencia de correspondencia entre el carbonato y el resto de los elementos evaluados, probablemente se debe a que los análisis fueron realizados en muestras totales, no pudiéndose discriminar variaciones en la proporción de estos elementos en los litotipos laminados, y en particular en las calizas laminadas. Sin embargo, se pueden establecer ciertas relaciones generales.

La fracción detrítica representada por el Al, Ti, Fe, K y Na, presentó concentraciones mayores en las margas y calizas margosas. La fracción vanadio-níquel se observa fuertemente influenciada por las condiciones disóxicas/anóxicas que prevalecieron durante la sedimentación de la Formación La Luna en el intervalo estudiado, sin embargo, valores elevados se obtuvieron en margas y calizas margosas. La respuesta estratigráfica que se observa en el Ba, Si y P, sugiere variaciones intermitentes en la

paleoproductividad a lo largo de la sección. Concentraciones elevadas de Ba, Si y P se observaron en las margas y calizas margosas.

El cálculo de los coeficientes de correlación de Pearson entre el contenido de carbono orgánico total y los elementos geoquímicos evaluados, arrojó resultados significativos (Tabla IV). Se observa una buena correlación entre el COT y las fases detríticas representadas por el Al, Fe, Ti y K ( $r = 0,54, 0,55, 0,48$  y  $0,63$ , respectivamente). Resultados similares se obtuvieron entre el COT y aquellos elementos indicativos de condiciones redox (V y Zn,  $r = 0,60$ ). Sin embargo, no se observó una correspondencia con los elementos indicativos de paleoproductividad (Tabla IV).

Con el fin de visualizar las relaciones anteriormente establecidas, se construyeron triángulos para cada uno de los litotipos definidos (calizas, calizas margosas y margas), en donde se representaron: a) los principales componentes de estas rocas (carbonato de calcio, aluminosilicatos y contenido de carbono orgánico), y b) los procesos paleoambientales identificados, la paleoproductividad está representada por la relación  $Ba^*/Al^*$ , el flujo de aluminosilicatos por el contenido de  $Al_2O_3$ , y las condiciones redox por la fracción vanadio-níquel ( $V/(V+Ni)$ )(Fig. 32).

El análisis de estos gráficos permite realizar las siguientes observaciones:

1. Condiciones generales disóxicas/anóxicas persistieron en todo el intervalo estudiado, siendo más importantes durante la sedimentación de las margas, resultando en un incremento en el contenido de carbono orgánico total. Las diferencias observadas entre las unidades informales son el resultado de las variaciones estratigráficas reportadas para la relación vanadio-níquel (Fig. 24).
2. Con relación al parámetro paleoproductividad, las margas seguidas por las calizas se observan desplazadas hacia el ápice de  $Ba^*/Al^*$  (Fig. 32). En el caso de las margas, estos incrementos coinciden con valores elevados en la relación  $Si^*/Al^*$  en la unidad estratigráfica inferior y con un aumento en el

contenido de fósforo en la unidad superior (ver punto Geoquímica inorgánica en el capítulo IV). Por otro lado, las calizas aunque presentan un desplazamiento hacia el extremo de paleoproduktividad (Fig. 32), sólo una muestra ubicada a 19,02 m se correlaciona con un incremento en el contenido de fósforo. En general las muestras con enriquecimiento en bario presentan porcentajes de carbono total menores a 2,78 %, con excepción de las margas ubicadas hacia la base de la sección en donde incrementa la relación vanadio-níquel. Estas observaciones corroboran los resultados obtenidos en el cálculo de los coeficientes de correlación de Pearson, en donde no se observa una relación entre el carbonato de calcio, carbono orgánico total y los elementos indicativos de paleoproduktividad (Tabla IV).

3. La descarga de detritos representó un proceso importante durante la sedimentación de los diferentes litotipos. Los valores mayores en la fracción de aluminosilicatos se observaron en las margas en toda la sección y calizas margosas de la unidad superior (Fig. 32). La descarga de detritos finos a la cuenca controló el proceso de dilución. Por ejemplo, las calizas que presentaron valores menores en el contenido de carbonato, exhiben un incremento en la fracción de aluminosilicatos. No se descarta su influencia en la intensificación de la estratificación de la columna de agua y preservación de la materia orgánica, tal como se señaló en el punto 1.

De lo anterior se concluye que el proceso más importante responsable de la ciclicidad detectada a escala centimétrica en la Formación La Luna fue la descarga de detritos. Por un lado controló la dilución del carbonato, y por otro lado, moduló las condiciones redox en las aguas de fondo. La paleoproduktividad, aunque fue proceso importante en determinados intervalos de la sección, no controló la ciclicidad.

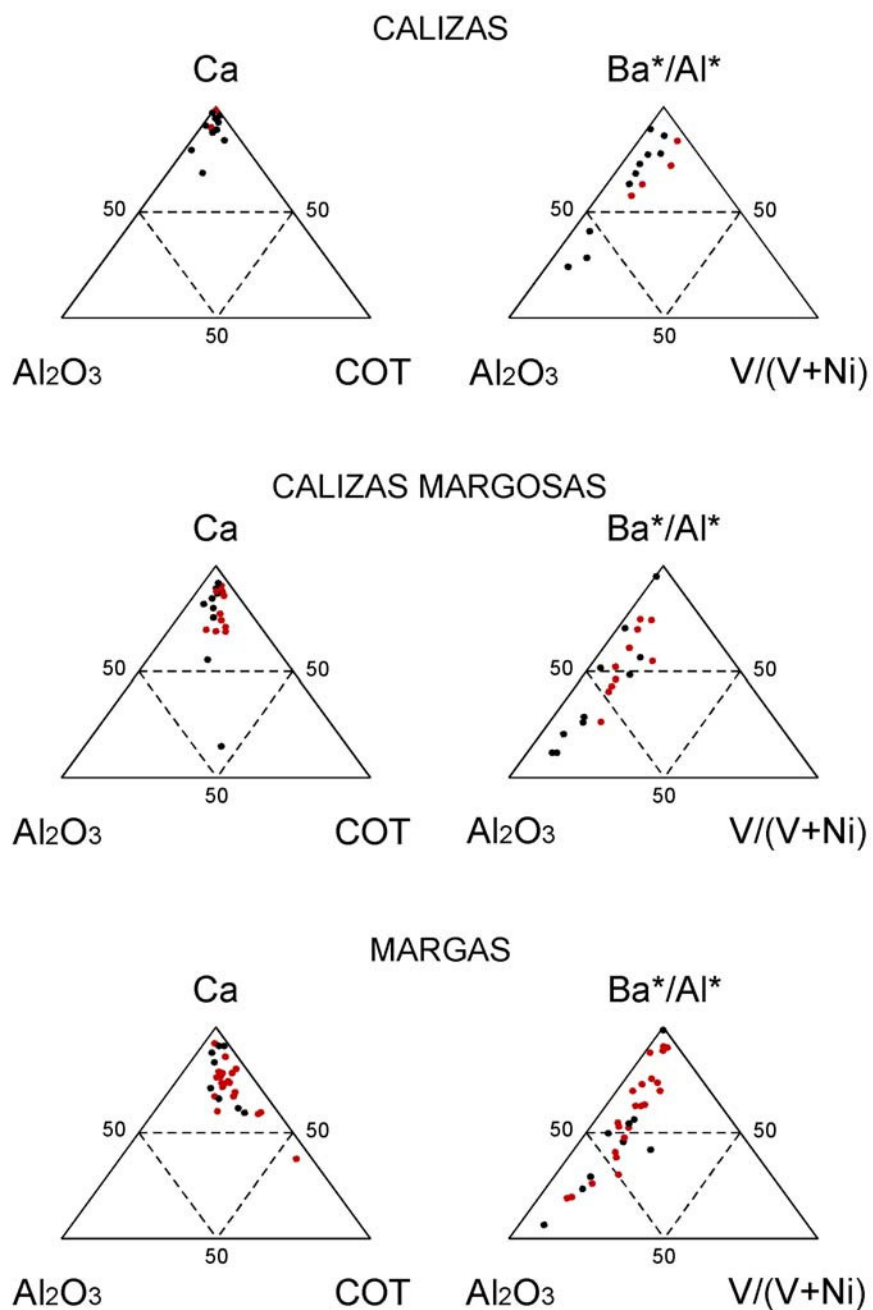


Fig. 32 Principales componentes (carbonato de calcio, aluminosiliciatos y carbono orgánico) y sus variaciones en los diferentes litotipos definidos en la Formación La Luna (izquierda). A la derecha, se ilustran los principales procesos identificados que controlaron la sedimentación de los diferentes litotipos definidos en esta unidad:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  representa el aporte detrítico,  $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$  representa las condiciones redox y la relación  $\text{Ba}^*/\text{Al}^*$  representa la productividad. Los círculos rojos representan las muestras analizadas pertenecientes a la unidad inferior y los círculos negros las muestras de la unidad superior.

Diversos autores han modelado matemáticamente el clima durante el Cretáceo, observando una estrecha relación entre los cambios en la insolación y el ciclo hidrológico sobre muchas regiones geográficas (Oglesby y Park, 1989; Oglesby y Park, 1992; Park y Oglesby, 1994; entre otros). En el próximo capítulo se propone un modelo en el cual se relacionan los cambios en la insolación y la ciclicidad observada en la Formación La Luna a escala centimétrica.

### *Factores que controlaron la ciclicidad a escala milimétrica en la Formación La Luna durante el Santoniense*

Una característica de la Formación La Luna, en la sección estudiada, es el predominio de intervalos laminados. A nivel petrográfico estos intervalos están caracterizados por la alternancia de intervalos ricos y pobres en componentes carbonáticos, los cuales pueden observarse desde una escala submilimétrica, caracterizada por la asociación de láminas claras y oscuras, hasta una escala milimétrica, caracterizada por la asociación de bandas claras y oscuras. Estas últimas (bandas) bien definidas en los grupos L2 y L3, pero no tan evidentes en el grupo L1 (ver punto Facies Laminadas en el capítulo IV). Los espectros generados en estos intervalos indican una ciclicidad que puede correlacionarse con los ciclos solares.

Los ciclos solares más importantes son el de Schwabe de 11 años y el de Hale de 22 años. El ciclo de Schwabe está caracterizado por variaciones en el número de manchas solares (áreas más frías de la fotosfera). Las manchas solares aparecen en parejas con campos magnéticos opuestos. De las parejas de manchas solares del hemisferio norte, la mancha que guía a su compañera en la dirección de rotación tiene un campo magnético en sentido opuesto al de la mancha solar dominante del hemisferio sur. Cuando comienza un nuevo ciclo de 11 años, se invierte el sentido del campo magnético de las manchas solares dominantes de cada hemisferio. Así pues, el



ciclo solar completo incluyendo la polaridad del campo magnético, dura unos 22 años (ciclos de Hale) (Algeo y Woods, 1994; Enciclopedia Encarta, 2002).

Otros ciclos solares menos documentados incluyen el ciclo de Gleissberg (~ 70 a 90 años) el cual refleja expansiones y contracciones casi periódicas del diámetro solar, y otros ciclos de 100-200 años (Algeo y Woods, 1994; Heydare *et al.*, 1997). En estos grupos se incluyen los ciclos solares detectados en la Formación La Luna.

Los ciclos solares han sido ampliamente estudiados en depósitos recientes del Holoceno (pej. Astor *et al.*, 2003; Hodell *et al.*, 2001; Yu e Ito, 1999 y referencias allí citadas), sin embargo, son pocos los ejemplos reportados en secuencias antiguas.

Quizás una de las unidades más ampliamente estudiadas es la Formación Kimmeridge Clay (Inglaterra) del Jurásico Tardío en donde se han reconocido ciclos de manchas solares de 8 a 10 años de duración (Chambers *et al.*, 2000). Otro ejemplo jurásico es la Formación Smackover en la Costa del Golfo (USA), en esta unidad se han reportado ciclos de 12 a 24 años de duración (Hale) y ciclos de 80 a 240 años de duración (Heydari *et al.*, 1997). En la Lutita Sunbury depositada en la cuenca Apalachiana durante el Missisipiano temprano, se han identificado ciclos de 22 años (Hale) y de alrededor de 70 y 90 años (Gleissberg) (Algeo y Woods, 1994). Todas estas unidades tienen en común que fueron depositadas en condiciones anóxicas, en donde se observan variaciones en el contenido de siliciclásticos, carbono orgánico y carbonato de calcio, los mecanismos que han sido propuestos incluyen cambios climáticos que dieron como resultado cambios en la productividad orgánica y la descarga de detritos.

Cotillon y Rio (1984) estudiaron varias secuencias del Cretáceo Inferior en el Golfo de Méjico (DSDP Site 535 y 540), en el Atlántico central (DSDP Site 534) y en la cuenca Vocontian (Francia), reportando varios órdenes de ciclicidad a escala milimétrica los cuales se corresponden con ciclos de 1 (varvas), 3 y 13 años; éstos

dos últimos pueden estar relacionados con ciclos climáticos o astronómicos con periodicidades no conocidas actualmente, que dieron como resultado variaciones en el aporte de partículas biocalcáreas y terrígenas.

Es un enigma el mecanismo por el cual cambios relativamente pequeños en la radiación solar ( $\sim 0,2\% - 0,4\%$ ), pueden amplificarse en cambios climáticos mayores. La respuesta de la atmósfera superior a variaciones en la radiación solar es rápida y de gran magnitud, pero no se ha entendido totalmente su interacción con la atmósfera inferior más densa. Pueden existir efectos directos sobre la superficie de calentamiento, pero la relación es compleja debido al desequilibrio relacionado con la inercia termal del sistema océano-atmósfera y la respuesta climática no lineal a la influencia solar como resultado de la dinámica interna de la atmósfera (Algeo y Woods, 1994 y las referencias allí citadas).

Una conexión sol-clima comúnmente señalada, indica ligeras tendencias de calentamiento o enfriamiento en la atmósfera inferior (Friis-Christensen y Lassen, 1991; cit. en Algeo y Woods, 1994). Experimentos con modelos climáticos sugieren que variaciones solares influyen en la variabilidad de los vientos y en la intensidad de las corrientes de surgencia, o pueden afectar el balance de salinidad y como consecuencia la circulación termohalina (Black *et al.* 1999 y referencias allí citadas).

En el caso de la Formación La Luna las variaciones que se observan, a nivel milimétrico, en el contenido de carbonato de calcio, fracción detrítica, materia orgánica y composición de las asociaciones de foraminíferos que caracterizan las bandas claras y oscuras, parecen ser resultado de fluctuaciones en la productividad biológica y en la descarga de detritos a la cuenca.

Durante la sedimentación de las bandas oscuras, incrementó la descarga de sedimentos finos que dio como resultado una columna de agua estratificada, con el consecuente agotamiento del oxígeno en las aguas de fondo, favoreciendo la

preservación de la materia orgánica. La asociación de foraminíferos plácticos está constituida por formas tanto eutróficas como oligotróficas. Aunque en general, los foraminíferos béticos en la Formación La Luna están representados por géneros típicos de zonas con bajo contenido de oxígeno, el número de béticos es muy bajo o inexistente en estos intervalos. Aun en la unidad estratigráfica superior, en donde incrementa el contenido general de foraminíferos béticos, éstos prácticamente están ausentes en las bandas oscuras.

Por otro lado, durante la sedimentación de las bandas claras disminuyó la descarga de detritos finos, probablemente incrementó la intensidad de los vientos favoreciendo la circulación en la columna de agua y la productividad biológica, tal como se observa en la composición de la asociación de foraminíferos plácticos representados exclusivamente por formas eutróficas. Un caso particular se observa en la microfacies L3, en donde las bandas claras están caracterizadas por la concentración de foraminíferos fosfatizados que testifica la intensificación de las corrientes. Durante estos períodos disminuyó la dilución del carbonato de calcio. En la unidad estratigráfica superior, los foraminíferos béticos están principalmente concentrados en estas bandas.

Estas variaciones están bien definidas en el grupo de microfacies gruesamente laminadas (L2) y bandeada (L3), pero también están presentes en el grupo de microfacies L1, aunque de forma no tan nítida. No se observaron variaciones en la duración de los ciclos entre las dos unidades estratigráficas informales propuestas en este trabajo.

## CAPÍTULO VI

### MARCO AMBIENTAL

La Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel, presenta una tendencia general en la litología, contenido de carbono orgánico total y en la fauna; pero también pueden observarse características litológicas que se repiten en una frecuencia elevada. Estos elementos proveen evidencias de los factores que influyeron en la sedimentación y controlaron la acumulación de depósitos ricos en carbono orgánico a diferentes escalas durante el intervalo estudiado. En este capítulo se discuten los mecanismos probables que favorecieron la acumulación de la materia orgánica y se propone un modelo depositacional para esta formación durante el Santoniense.

#### *Factores que controlaron la acumulación de carbono orgánico*

La preservación del carbono orgánico ( $C_{org}$ ) en el fondo marino principalmente depende de condiciones con agotamiento de oxígeno en el lugar de depositación y/o una elevada producción de  $C_{org}$  (Hay, 1995). Numerosos artículos han sido publicados sobre este tema y la discusión se conoce informalmente como la “controversia preservación versus producción” (Parrish, 1995). Una escuela sostiene que la materia orgánica se acumula si las condiciones en el sedimento y/o aguas de fondo son anóxicas, siendo irrelevante la producción de materia orgánica o productividad biológica (Tyson, 1987; Tyson y Pearson, 1991; todos citados en Parrish, 1995). La otra escuela sostiene que la materia orgánica se acumula cuando la

productividad biológica en la columna de agua es elevada, siendo irrelevante el contenido de oxígeno en las aguas de fondo (Calvert y Pedersen, 1992).

A continuación se discuten los mecanismos probables responsables de la acumulación de la Formación La Luna en el intervalo estudiado, de acuerdo con los resultados obtenidos en el presente trabajo.

De acuerdo con el primer modelo, las condiciones de agotamiento de oxígeno en el fondo de la cuenca requieren de la estratificación de la columna de agua. Los resultados obtenidos en la fracción vanadio-níquel indican condiciones disóxicas-anóxicas, con una columna de agua que varió entre fuertemente estratificada con la presencia de H<sub>2</sub>S disuelto en aguas de fondo elevadamente reductoras, a una columna de agua débilmente estratificada hacia el tope de la formación, en donde existieron períodos con mayor oxigenación (ver punto Geoquímica Inorgánica en el capítulo IV). Los coeficientes de correlación de Pearson indican una buena correlación entre el contenido de carbono orgánico y los elementos indicativos de condiciones redox (V, Zn). Las concentraciones bajas de manganeso obtenidas en toda la sección (< 83 ppm) confirman este escenario.

La estratificación de la columna de agua puede ser promovida por la existencia de barreras que restringen la circulación oceánica.

En Venezuela y Colombia diversos autores han propuesto para el Cretáceo la existencia de un basamento con una paleotopografía preexistente, el cual controló los patrones depositacionales y dio como resultado una cuenca semiencerrada caracterizada por una circulación oceánica lenta y una ventilación pobre en la columna de agua que promovió la anoxia (Macellari y De Vries, 1987; Macellari, 1988; entre otros). Lugo y Mann (1995) sugirieron que el arco de Mérida permaneció parcialmente sumergido durante el Aptiense-Campaniense, tal como lo muestra el adelgazamiento que exhiben los mapas isópacos de las unidades cretácicas hacia esa

zona. Macellari (1988) indicó que los altos de Arauca, Vaupés-Natagaima y el Macizo de Santander, en Colombia, controlaron la sedimentación durante el Cretáceo. Adicionalmente, carbonatos de aguas someras han sido reportados cercanos a la actual Cordillera Central en Colombia desde el Coniaciense hasta el Campaniense (Vergara, 1997a).

Recientemente, Erlich *et al.* (1999a, 1999b, 2000) propusieron que junto con la presencia de barreras batimétricas, durante la sedimentación de la Formación La Luna condiciones iniciales áridas (alta evaporación y baja precipitación) dieron como resultado una circulación pobre y una columna de agua estratificada con aguas de fondo cálidas y salinas. De acuerdo con estos autores, la presencia de Gammacerane (precursor bacterial) en La Luna es indicativa de condiciones reductoras y de salinidad elevada. La disminución en el contenido de carbono orgánico total (COT) hacia el tope, sugiere el final de la anoxia y la estratificación por salinidad probablemente debido a cambios locales y regionales en los patrones de los vientos y las lluvias, y por la pérdida de las barreras paleobatimétricas.

Sin embargo, la abundancia de margas asociadas con los valores más elevados de carbono orgánico total observados en la unidad inferior, no parece soportar el modelo de aguas de fondo cálidas y salinas.

El grupo de foraminíferos béticos identificados en la sección estudiada soporta el modelo de condiciones con agotamiento de oxígeno en las aguas de fondo, los mismos han sido clasificados como oportunistas típicos de zonas con bajo contenido de oxígeno (Koutsoukos y Hart, 1990; De Romero y Galea-Alvarez, 1995; Erlich *et al.* 1999a, 2000). Hacia la base de la sección, los foraminíferos béticos están ausentes o se observan en un número muy bajo y están representados principalmente por formas epifaunales a infaunales someras. El incremento subiendo en la sección en el número de foraminíferos béticos y específicamente de los géneros infaunales (Fig. 11), sugiere un aumento progresivo en las concentraciones de oxígeno. Este cambio

en la composición de la fauna béntica está acompañado por la aparición de niveles bioturbados y una disminución en la relación vanadio-níquel y en el contenido de carbono orgánico total (COT). Estas observaciones concuerdan con el modelo propuesto por De Romero y Galea-Alvarez (1995), en donde indican un ambiente disaeróbico para la parte superior de la Formación La Luna.

Adicionalmente a los resultados anteriormente expuestos que apoyan el modelo preservacional, no se descarta la influencia de la productividad biológica durante la sedimentación de la Formación La Luna.

Diversos autores han indicado la existencia de fuerte surgencia y paleoproduktividad durante el Turoniense tardío al Campaniense en el norte de Suramérica (Villamil *et al.*, 1999). Las evidencias que soportan esta teoría son la amplia depositación de chert y fosforitas en Colombia (Grupo Oliní, Formación La Luna), en Venezuela (la Ftanita del Táchira, formaciones La Luna, Navay y San Antonio) y Trinidad (Naparima Hill)(Villamil *et al.*, 1999; Ruiz *et al.*, 2000). Evidencias paleontológicas también soportan la existencia de una paleoproduktividad elevada durante este intervalo de tiempo, como por ejemplo la ausencia de bivalvos rudistas (Villamil, 1998), la asociación de dinoflagelados y radiolarios descrita en los depósitos de chert y fosforitas del Miembro Quevedo en la Formación Navay (Ruiz *et al.*, 2000).

Variaciones en elementos como el Ba, Si y P soportan evidencias de una productividad biológica elevada en la región. Crespo de Cabrera *et al.* (1999) reportaron la presencia de relaciones elevadas en el Ba/Al y Si/Al en intervalos con alto contenido de carbono orgánico total en la Formación Querecual. Davis *et al.* (1999) reportaron en la Formación La Luna concentraciones elevadas de P/Al, Ba/Al y Si/Al en el intervalo Turoniense tardío-Santoniense, las cuales reflejan un incremento en la productividad en respuesta a la presencia de surgencia. Las tasas de acumulación de carbono orgánico calculadas por Davis *et al.* (1999) para la Formación La Luna son muy similares a las reportadas en otras localidades para el

Cretáceo medio. Es probable que la surgencia durante este tiempo fue diferente a la actual.

Particularmente en la sección estudiada, el grupo foraminíferos plácticos sugiere inestabilidad y posible surgencia en la columna de agua, los mismos están caracterizados por una baja diversidad y están representados mayoritariamente por géneros oportunistas (*Heterohelix*, *Hedbergella* y *Globigerinelloides*). Los géneros intermedios y especialistas (*Whiteinella*, *Dicarinella* y *Marginotruncana*), están representados en muy bajos porcentajes en la unidad estratigráfica inferior, desapareciendo en la unidad superior con la excepción de escasas ocurrencias de marginotruncánidos. De acuerdo con el modelo de Premoli Silva y Sliter (1999), en regímenes de intensa surgencia disminuye la diversidad, así como la estratificación de la columna de agua, las asociaciones estarán dominadas por formas oportunistas.

Evidencias de surgencia y paleoproduktividad pueden también interpretarse por los numerosos niveles silíceos y las concentraciones elevadas de restos de peces e intraclastos fosfatizados (superior al 40%). Estos niveles son comunes en la parte superior de la unidad inferior y base de la unidad superior (Fig. 11). Con el fin de evaluar la incidencia de la paleoproduktividad en la acumulación de carbono orgánico, se analizó el comportamiento de los elementos Ba, Si y P en la sección.

La Formación La Luna no representa el ejemplo más adecuado para utilizar el bario como un elemento indicativo de paleoproduktividad, debido a que pudo haber removilización diagenética de este elemento durante la reducción del sulfato (Gingele *et al.*, 1999). Sin embargo, en las muestras analizadas se obtuvieron concentraciones elevadas de bario (Tabla V), que en ocasiones superan a los valores reportadas por Arthur *et al.* (1990) en zonas de surgencia (380 –780 ppm). Con el fin de definir los intervalos que presentaban un enriquecimiento de bario, se normalizó la relación Ba/Al con el contenido de estos elementos en las lutitas promedio ( $Ba^*/Al^*$ ). En la unidad estratigráfica inferior, las muestras que presentaron enriquecimiento en esta



relación se ubican en dos segmentos, el primero abarca desde 1,5 m a 5,2 m y el segundo desde 8,3 m a 10,75 m (Fig. 23). Aunque estadísticamente no se observó una correlación entre el bario y el sílice, los dos segmentos anteriormente señalados coinciden con incrementos en la relación  $Si^*/Al^*$  (relación normalizada con las lutitas promedio)(Fig. 23). En la unidad estratigráfica superior, cuatro niveles indican un aumento en la relación  $Ba^*/Al^*$  (14,15 m, 17,11 m, 19,02 m y uno menos notable a 11.54 m), los mismos se correlacionan con incrementos en el contenido de fósforo (Fig. 23).

La relación  $Si^*/Al^*$  incrementa hacia el tope de la unidad estratigráfica inferior, los valores más elevados se observaron en el intervalo de 8,3 m a 10,75 m (Fig. 23). En cuanto al fósforo, se obtuvieron resultados mayores a los reportados por Davis *et al.*(1999) en esta misma formación hacia el oeste de la cuenca de Maracaibo. De acuerdo con estos autores, el valor máximo en la relación  $P/Al$  es de 0,05, mientras que en la sección de San Miguel oscila entre 0,05 y 102. Concentraciones particularmente elevadas se obtuvieron a 14,15 m y 17,11 m (Fig. 23).

El contenido promedio de carbono orgánico total en los niveles anteriormente señalados es de 2,66%. Sólo en pocos casos, cuando ocurre un incremento en la relación vanadio-níquel, los episodios de productividad elevada están relacionados con incrementos en el contenido de carbono orgánico total. Estos resultados se corresponden con los coeficientes de correlación de Pearson, los cuales no indican una relación entre el contenido de carbono orgánico y los elementos indicativos de paleoproductividad (Ba, Si y P)(Tabla IV).

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten sugerir que la tendencia general en el contenido de carbono orgánico estuvo principalmente controlada por variaciones en el contenido de oxígeno en las aguas de fondo (modelo preservacional). Resulta importante señalar que sobreimpuesta a la tendencia general, variaciones en el porcentaje de COT sugieren que la acumulación del carbono orgánico ocurrió de

forma periódica más que constante, los mecanismos responsables de esta periodicidad serán discutidos a continuación.

### *Ciclicidad*

Las variaciones observadas en el contenido de carbonato de calcio y carbono orgánico total en la sección de San Miguel, permiten subdividir la secuencia en ciclos a escala centímetrica, los cuales se interpretan como un signo primario y son el resultado estratigráfico de oscilaciones en los elementos orbitales (ver Ciclicidad en la Formación La Luna en el capítulo V). Efectos diagenéticos probablemente modificaron la distribución de carbonato de calcio a una escala menor. La evaluación de los espectros de poder generados con base en estos parámetros geoquímicos, permitió el reconocimiento de ciclos de excentricidad (E1) y oblicuidad (O1 y O2) para el carbonato de calcio, y ciclos de oblicuidad (O1 y O2) para el carbono orgánico total. No se descarta el efecto de la precesión en las variaciones en el carbonato de calcio y carbono orgánico total, aunque, el intervalo de muestreo empleado en este estudio no permitió su reconociendo.

Los factores que determinan las condiciones climáticas se pueden clasificar en factores de primer orden y de segundo orden. Los factores de primer orden están definidos por el patrón de circulación atmosférica Hadley, que da como resultado que el clima global exhiba un patrón de zonificación latitudinal. Los factores de segundo orden son regionales/locales, tales como: la inercia termal en el sistema océano-continente, la distribución de las masas continentales y los océanos, la magnitud de las corrientes oceánicas, entre otros. Cambios en el valor absoluto y distribución estacional de la insolación resultado de oscilaciones en la banda de Milankovitch, modifican el tamaño y posición latitudinal de las tres células de circulación atmosférica (Polar, Ferrel, Hadley) forzando a los diferentes tipos de clima a migrar sobre considerables distancias a través de la superficie terrestre en períodos de tiempo

relativamente cortos (< 10 ka). Adicionalmente, los cambios en la insolación pueden intensificar o disminuir el efecto que los factores de segundo orden tengan sobre el clima (Matthews y Perlmutter, 1994 y referencias allí citadas).

Algunos autores (Oglesby y Park, 1989; Oglesby y Park, 1992; Park y Oglesby, 1994; entre otros), han notado la influencia de los cambios en la insolación en el balance evaporación – precipitación (E-P) sobre muchas regiones durante el Cretáceo, sugiriendo que un modelo que responda a los ciclos de insolación orbital puede ser suficiente para explicar la estratificación cíclica en el registro sedimentario cretácico. Variaciones en la relación evaporación-precipitación involucran, además de la temperatura, otros parámetros como la intensidad del viento, cambios en la humedad y en la posición de las células Hadley (Lockwood, 1979; citado en Pucéat *et al.*, 2003).

La evaluación de las asociaciones de los elementos identificados en las diferentes facies definidas en la zona de estudio, permiten sugerir que la ciclicidad observada en la Formación La Luna es el resultado de cambios en el balance evaporación-precipitación que controlaron la descarga de detritos finos a la cuenca. Aunque los valores en la relación vanadio-níquel obtenidos en esta formación, así como la distribución y composición de las asociaciones de foraminíferos béticos indican que condiciones anóxicas-disóxicas prevalecieron durante la sedimentación de esta unidad en el intervalo estudiado; la correlación que se observa entre el contenido de carbono orgánico total, la fracción de aluminosilicatos y la relación vanadio-níquel permite sugerir que variaciones en el aporte de detritos modularon la estratificación de la columna de agua y favorecieron la preservación de la materia orgánica. Variaciones en la paleoproduktividad se observaron en la sección, sin embargo no controlaron la ciclicidad.

Matthews y Perlmutter (1994) basados en datos climáticos correspondientes al último período glacial/interglacial y en una compilación de indicadores climáticos de

otros períodos de tiempo, definieron diez (10) cinturones cicloestratigráficos distribuidos en las diferentes células de circulación Hadley, entre el ecuador y los polos. Para cada cinturón describieron las variaciones en la temperatura y humedad dentro de un ciclo climático, definido como una función coseno entre dos máximos climáticos. Estos autores aplicaron estos conceptos en la Cuenca Green River del Eoceno, obteniendo excelentes resultados. De acuerdo con el modelo de Matthews y Perlmutter (1994), la cuenca de Maracaibo durante el Santoniense se puede ubicar dentro del cinturón 2 (5-15°N) en la célula Hadley. Durante períodos de insolación elevada, condiciones climáticas muy húmedas a húmedas van a prevalecer en esta franja, mientras que, durante los períodos de insolación baja las condiciones serán subhúmedas a secas.

Boyd *et al.* (1994) presentaron un modelo en donde relacionan los cambios en la insolación y en las precipitaciones resultado de la inercia termal en los sistemas océano y continente, el cual puede aplicarse en cuencas marinas restringidas con conexiones someras a intermedias a profundas con el océano abierto (Sarmiento *et al.*, 1988, citado en Oglesby y Park, 1989), similares a las propuestas para el Mar de La Luna por Macellari y De Vries (1987), Macellari (1988) y Erlich *et al.* (1999a; 1999b; 2000). Durante períodos de insolación elevada, los océanos y continentes reciben más energía solar. Debido a diferencias en la inercia termal de estos sistemas, el incremento de la temperatura en los océanos es mucho menor que en los continentes, aunque los océanos funcionan como reservorios termales por poseer una inercia termal mayor (Boyd *et al.*, 1994). Como consecuencia de lo anterior, el contraste termal tierra-mar es grande durante el verano favoreciendo las precipitaciones, sin embargo, la diferencia de temperatura entre el invierno-verano es pequeña por el mismo efecto de reservorio termal de los océanos anteriormente señalado. Se tiene entonces en estos períodos, un clima lluvioso con un contraste estacional pequeño, que favorece la descarga de terrígenos a los océanos (Boyd *et al.*, 1994).

Como las precipitaciones son mayores que la evaporación, se tienen aguas superficiales con una salinidad baja la cual puede variar estacionalmente. Estas condiciones junto con el incremento de sedimentos en suspensión en la zona superior de la columna de agua y una circulación oceánica lenta, mantienen los nutrientes por debajo de la capa eutrófica, dando como resultado una disminución en la productividad de las aguas superficiales, favoreciendo el desarrollo de especies oligotróficas (Sierro *et al.*, 2003). La estratificación de la columna de agua contribuye con el agotamiento del oxígeno en las aguas de fondo y favorece la preservación de la materia orgánica (Boyd *et al.*, 1994). Se tienen períodos en donde predominaron los procesos de dilución del carbonato biogénico por la descarga detrítica.

En la Formación La Luna, estos períodos están representados por los hemicyclos pobres en carbonato de calcio. La descarga de detritos finos a la cuenca dio como resultado una columna agua estratificada con el consecuente agotamiento de oxígeno en las aguas de fondo y preservación de la materia orgánica. Condiciones oligotróficas predominaron durante estos períodos, tal como se observa en la asociación de foraminíferos plácticos en donde se tiene la presencia de los géneros *Dicarinella*, *Whiteinella* y *Marginotrunca* (intermedios a oportunistas). Machado y Rey (2002) reportaron que el número de especies de nannopláncton calcáreo, en esta sección, es inversa al contenido de carbonato de calcio, la diversidad de este grupo incrementa en condiciones oligotróficas.

Por otro lado, durante los períodos de insolación baja, disminuye la energía total del Sol. El contraste termal tierra-mar es menor durante el verano, disminuyen las precipitaciones en comparación con el verano en períodos de insolación elevada. El contraste estacional en la temperatura entre el invierno y el verano es pronunciado pues ha disminuido el efecto de reservorio termal en los océanos. El invierno es más seco. Como consecuencia de esto, el clima durante estos períodos es más “frío” y seco disminuyendo la descarga de terrígenos a los océanos, incrementa la intensidad

de los vientos, y probablemente es más intensa la surgencia (Boyd *et al.*, 1994). Estas condiciones favorecen la proliferación de especies eutróficas. En la Formación La Luna estos períodos están representados por los hem Ciclos ricos en carbonato de calcio. Disminuye la descarga de detritos a la cuenca y como consecuencia la dilución del carbonato. Se tienen condiciones eutróficas representadas por foraminíferos plácticos oportunistas (*Hedbergella*, *Heterohelix* y *Globigerinelloides*).

La misma alternancia puede observarse a escala milimétrica en las láminas y bandas. Variaciones en la relación de foraminíferos plácticos/bénticos, contenido de carbonato de calcio y carbono orgánico total observados en las diferentes microfacies descritas en este trabajo, se correlacionan con los cambios generales reportados para la Formación La Luna. Por otro lado, la alternancia de niveles ricos y pobres en carbonato de calcio, observados a nivel petrográfico, parecen ser el resultado de fluctuaciones en la producción de carbonato en las aguas superficiales y dilución por terrígenos (ver capítulo V).

Cambios climáticos en el orden de decenas a cientos de años, dieron como resultado la alternancia de períodos en donde predominó la productividad (bandas claras), y períodos en donde predominó la dilución por terrígenos (bandas oscuras). Estos cambios controlaron el contenido de nutrientes en la columna de agua, la estratificación de la columna de agua y el contenido de oxígeno en las aguas de fondo, tal como lo corrobora las diferencias observadas en el contenido de carbonato de calcio, fracción detrítica, materia orgánica y composición de las asociaciones de foraminíferos, en las bandas claras y oscuras identificadas a nivel petrográfico. Ciclos similares (136 y 200 años) han sido identificados en depósitos del Cuaternario tardío en la cuenca de Cariaco, los cuales han sido interpretados como el resultado de variaciones en la intensidad de la surgencia, de los vientos superficiales y en el ciclo hidrológico, producto de cambios en la posición de la zona de convergencia intertropical (Peterson *et al.*, 1991 cit. en Yu e Ito, 1999).

### *Modelo depositacional*

La Formación La Luna está caracterizada por calizas, calizas margosas y margas con abundante materia orgánica depositadas en un ambiente pelágico. La asociación de foraminíferos béticos indica sedimentación en la zona nerítico superior a batial superior de acuerdo con el esquema presentado por Koutsoukos y Hart (1990). La presencia de abundantes capas silicificadas y con fragmentos fosfáticos en la parte media de la secuencia permiten interpretar la sección dentro del contexto de la estratigrafía secuencial (Fig. 33).

Föllmi *et al.*(1992) estudiaron los depósitos fosfáticos presentes en las unidades del Cretáceo Superior en Colombia. De acuerdo con estos autores los niveles fosfáticos están confinados a los sistemas encadenados transgresivo y parte inferior del sistema de alto nivel. En los sistemas encadenados transgresivos parecen registrar intervalos de prolongada transgresión asociados a niveles silíceos indicativos de flujos elevados de nutrientes y productividad. También pueden definir límites de secuencia localizados entre el sistema de alto nivel y el transgresivo, definiendo capas fosfáticas condensadas mayores. Dentro de estos episodios, la fosfogénesis y subsecuente concentración de partículas fosfáticas pudo haber ocurrido durante fases de máxima actividad de las corrientes relacionadas con fuerte aventamiento y retrabajo del sedimento.

Debido a que este estudio se realizó en una sola sección, no pudiéndose observar la geometría de los cuerpos sedimentarios a gran escala, se prefiere sustituir el término “sistema encadenado” por “depósitos”. Siguiendo el modelo anteriormente señalado, la unidad estratigráfica inferior puede interpretarse como depósitos transgresivos (DT), caracterizados por la abundancia de margas y calizas margosas ricas en materia orgánica. Los intervalos fosfáticos son poco frecuentes y se presentan como niveles de pocos milímetros de espesor. El incremento de los niveles silicificados hacia el tope de la unidad está asociado con un intervalo de máxima

inundación (IMI), caracterizado por una disminución en la fracción de aluminosilicatos (Fig. 33).

Los foraminíferos pláncnicos son abundantes en esta unidad (promedio 80% del total de foraminíferos), están caracterizados por una baja diversidad, dominado por ejemplares oportunistas de aguas someras pertenecientes a los géneros *Heterohelix*, *Hedbergella*, y *Globigerinelloides*. Otros grupos representados en proporciones menores son los géneros intermedios *Whiteinella* y *Dicarinella* y el género especialista *Marginotruncana*. En términos de estratificación vertical, diversos autores han sugerido que los géneros con quilla representan las formas más profundas (Leckie, 1987; Premoli-Silva y Sliter, 1999 y referencias allí citadas).

Los foraminíferos béticos están ausentes o se observan en un número muy bajo y están representados principalmente por formas epifaunales a infaunales someras, indicando el agotamiento en oxígeno de las aguas de fondo. Los valores mayores en el carbono orgánico total y en la fracción de vanadio-níquel se observan en este intervalo. Hacia el tope de la unidad inferior (máxima inundación), sin embargo, junto con el incremento en la frecuencia de ocurrencia de los niveles silicificados, se observa una disminución en la fracción vanadio-níquel indicando la presencia de una columna de agua débilmente estratificada con condiciones de fondo disóxicas/anóxicas (Fig. 33). Probablemente, para este tiempo ocurren cambios en la circulación oceánica.

La unidad superior podría representar depósitos de alto nivel, en donde los niveles con abundantes clastos fosfatizados caracterizan la parte basal de esta unidad, incrementando la frecuencia de ocurrencia y el espesor de los mismos con respecto a la unidad inferior.



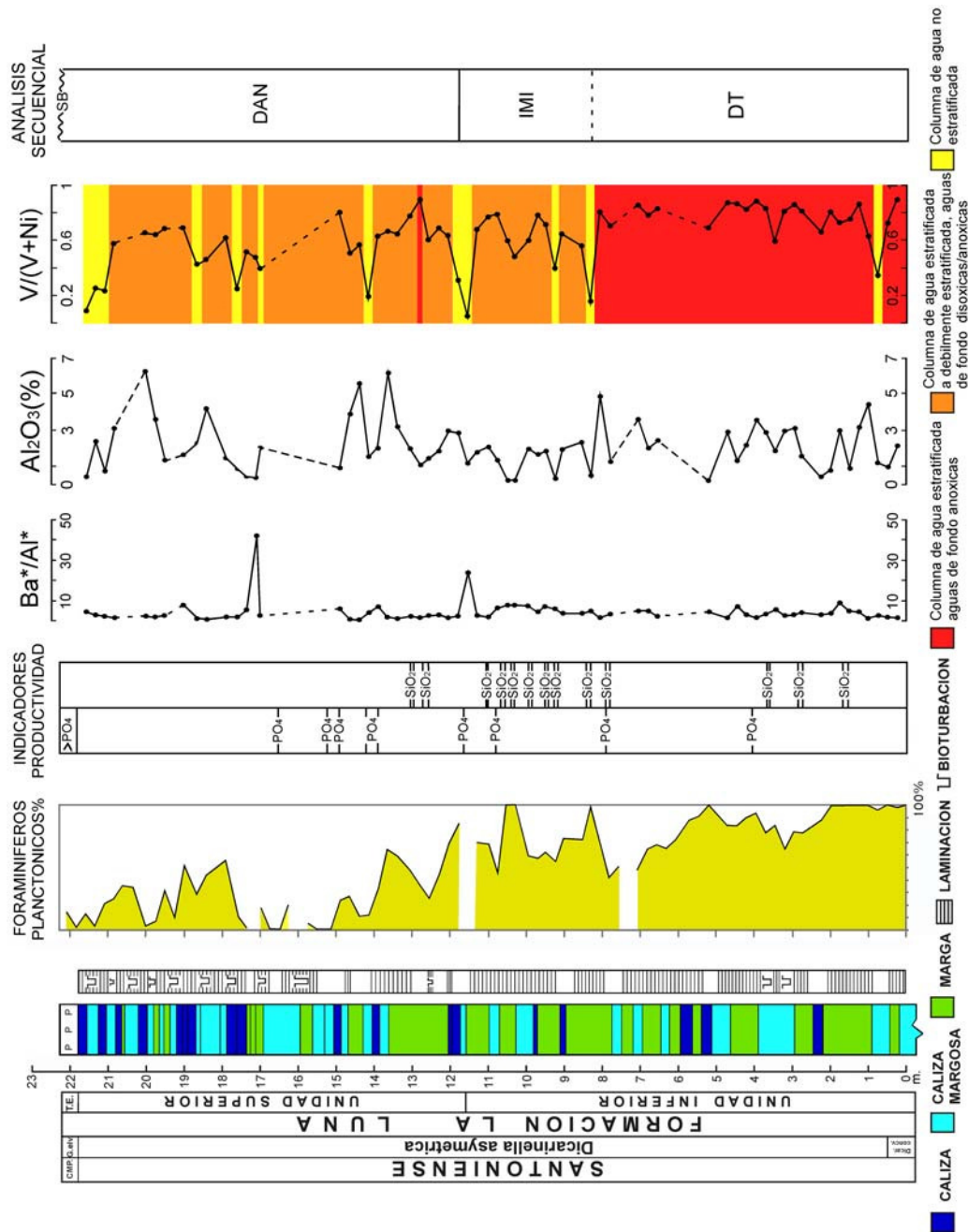


Fig. 33 Interpretación de la Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel dentro del contexto de estratigrafía secuencial. La presencia de abundantes niveles silicificados y fosfáticos permite subdividir la sucesión en depósitos transgresivos (DT) y de alto nivel (DAN). El incremento de los niveles silicificados está asociado con un intervalo de máxima inundación (IMI), y los niveles fosfáticos representan la parte basal de los depósitos de alto nivel, caracterizado por la disminución de los foraminíferos plácticos. Se presentan las relaciones de Ba\*/Al\*, V/(V+Ni) y la fracción de aluminosilicatos representada por el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>%.

Este intervalo está caracterizado por un aumento en la proporción de calizas margosas y calizas, y una disminución en el contenido de carbono orgánico total. La fracción de aluminosilicatos incrementa en comparación con la unidad estratigráfica inferior (Fig. 33). La relación vanadio-níquel indica una columna de agua débilmente estratificada con condiciones de fondo disóxicas/anóxicas, alternando con intervalos oxigenados (Fig. 33).

El contenido de foraminíferos plácticos disminuye en este intervalo (promedio 25% del total de foraminíferos) (Fig. 33), los mismos están representados principalmente por formas típicas de aguas superficiales (*Hedbergella* y *Heterohelix*) (Sliter, 1972; Hart, 1980; Caron y Horrewood, 1983; Caron, 1983 y Hart y Ball, 1986; todos citados en Premoli Silva y Sliter, 1999; Leckie, 1987). Machado y Rey (2002) estudiaron la distribución de nannopláncton calcáreo en esta sección, estos autores reportaron una disminución en el número de especies en la unidad superior independiente de las variaciones en el porcentaje de carbonato de calcio, que soporta el modelo propuesto.

Una característica resaltante es el incremento de la surgencia hacia el tope de la unidad inferior y en la unidad estratigráfica superior. Las evidencias que corroboran esta afirmación están dadas por el incremento en las relaciones de  $Ba^*/Al^*$ ,  $Si^*/Al^*$  y en el contenido de fósforo y, en el cambio en la composición de las asociaciones de foraminíferos plácticos, los géneros intermedios y especialistas están concentrados en la unidad estratigráfica inferior, desapareciendo en la unidad superior con la excepción de escasas ocurrencias del género *Marginotruncana*.

Villamil *et al.* (1999) observaron una fuerte correspondencia entre la depositación de facies silíceas y fosfáticas al norte de Suramérica, y el desplazamiento de esta placa hacia el norte del paleoecuador. Estos autores presentaron dos modelos para explicar esta relación. El primero propone un cambio paleoceanográfico en el régimen de transporte Ekman, y en el segundo, proponen la migración del margen norte de

Suramérica a la región de surgencia ecuatorial resultado de la posición de la zona de convergencia intertropical.

Sin embargo, no se descarta la influencia de cambios en el clima global durante la sedimentación del intervalo estudiado. Aunque la relación de foraminíferos pláncnicos oportunistas vs especialistas ha sido utilizada en la interpretación del contenido de nutrientes en la columna de agua, estabilidad de la columna de agua, condiciones de surgencia y profundidad en la columna de agua (Premoli-Silva y Sliter, 1999), también se ha empleado en reconstrucciones paleoclimáticas. Los géneros oportunistas son cosmopolitas y están ampliamente distribuidos siendo abundantes en las latitudes elevadas, por lo que se han clasificado como géneros de climas fríos; por otro lado, los géneros especialistas son abundantes en las latitudes bajas en donde habitan en nichos oligotróficos, por lo que se han interpretado como representantes de climas cálidos (Petruzzo, 2002).

El registro climático del Cretáceo Tardío construido con base en datos de isótopos de oxígeno presenta discrepancias en las tendencias de paleotemperatura (Norris *et al.*, 2002). Huber *et al.* (1995) indicaron que los datos isotópicos sugieren la existencia de aguas superficiales muy cálidas desde el Turoniense hasta el Campaniense temprano, observando una tendencia de enfriamiento a partir del Campaniense temprano hasta el Maastrichtiense, aunque señalan que varios estudios han reportado, para las latitudes bajas y medias en el hemisferio Norte, una tendencia de enfriamiento posterior al Turoniense temprano. Barrera *et al.* (1997) indicaron que el clima global al final del Cretáceo estuvo caracterizado por un período largo de enfriamiento de las aguas superficiales e intermedias de las latitudes elevadas post-Santoniense, que culminó con un rápido enfriamiento durante el Maastrichtiense temprano. Sin embargo, datos de  $\delta^{18}\text{O}$  en carbonatos provenientes de localidades del DSDP en el océano Índico, sugieren que el descenso en la temperatura ocurrió durante el Turoniense tardío (Clarke y Jenkyns, 1999). Recientemente, Pucéat *et al.* (2003) publicaron los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en dientes de peces fosfatizados provenientes de depósitos de plataforma del

Tetis occidental (30°-35°N), reportando una disminución en la temperatura del océano superior post-Turoniense. Petrizzo (2002) interpretó un corto evento de enfriamiento a finales del Santoniense, que dio como resultado la extinción de los marginotruncánidos.

Los resultados obtenidos en este estudio, permiten sugerir que la tendencia de enfriamiento, señalada en el párrafo anterior, comenzó durante el Santoniense. La intensificación de los vientos fríos y secos incrementó la surgencia; por otro lado, la reducción en las precipitaciones trajo como consecuencia un debilitamiento de la pycnoclina que dio como resultado la intensificación de la mezcla vertical con la consecuente desestabilización de la columna de agua, promoviendo la producción de carbonatos y la disminución en el contenido de carbono orgánico que se observa hacia el tope de la formación. Este cambio climático se ve corroborado por la presencia de cuarzo detrítico (eólico) en las calizas y calizas margosas de la unidad estratigráfica superior, incrementando hacia el tope de la formación.

Los depósitos identificados se subdividen en parasecuencias, de acuerdo con el arreglo estratigráfico que exhiben los diferentes patrones de laminación a lo largo de la sección estudiada (Fig. 21).

De base a tope, estas parasecuencias están representadas por depósitos finamente laminados pertenecientes al grupo L1 que pasan a depósitos gruesamente laminados del grupo L2; ocasionalmente el tope de la parasecuencia está definido por la microfacies bandeada del grupo L3, o más frecuentemente por depósitos no laminados caracterizados por la acumulación de foraminíferos en la unidad inferior y/o fragmentos fosfatizados (restos de peces, intraclastos) en la unidad superior, en los cuales puede observarse evidencias de bioturbación. La interfase entre dos parasecuencias sucesivas representa una superficie de inundación marina. Variaciones en el contenido faunal, porcentaje de carbonato de calcio y carbono orgánico total en estas microfacies responden a la tendencia general descrita para esta sección.

En los grupos de microfacies L1 y L2, la ausencia de estructuras de tracción y la repetición monótona de láminas claras ricas en componentes carbonáticos, alternando con láminas oscuras ricas en arcillas y materia orgánica indica sedimentación de materiales en suspensión. La microfacies L1M, caracterizada por un incremento en la proporción de restos de peces e intraclastos (10%), se observa principalmente en la unidad inferior hacia la base de las parasecuencias, y puede interpretarse como fases de intensificación de la transgresión, la subsecuente concentración de partículas fosfáticas pudo haber ocurrido por un incremento en la actividad de las corrientes relacionado con fuerte aventamiento y retrabajo del sedimento. La posición estratigráfica del grupo L2 por encima del grupo L1, podría reflejar profundidades ligeramente más someras. La ocurrencia ocasional de corrientes de surgencia dio como resultado la depositación de la microfacies L2S, donde la sílice probablemente proviene de la disolución de organismos silíceos.

En la microfacies L3, dos tipos de procesos parecen interactuar, por un lado se observan bandas internamente laminadas resultado de la acumulación de materiales en suspensión, alternando con bandas caracterizadas por la acumulación de foraminíferos fosfatizados cementados por calcita, similares a los intervalos no laminados, que indican transporte y retrabajo. La posición estratigráfica de esta microfacies por encima de las microfacies L2 sugiere profundidades menores y representaría un nivel de mayor condensación que marca el inicio de la siguiente fase de profundización.

Ocasionalmente, el tope de la parasecuencia está caracterizado por la presencia de un intervalo no laminado depositado por encima del nivel base del oleaje por tormenta.

Sobreimpuesta a la tendencia general descrita para la Formación La Luna, variaciones en el contenido de carbonato de calcio y carbono orgánico responden con cambios cíclicos que se corresponden con las principales frecuencias orbitales (excentricidad, oblicuidad). Esta ciclicidad se interpreta como resultado de variaciones en la descarga

de terrígenos y está soportada por la correlación obtenida entre el carbono orgánico, la fracción detrítica y los elementos indicativos de condiciones redox. Los espectros de poder generados en cada una de las unidades estratigráficas informales propuestas en este trabajo, mostraron una resolución menor, probablemente debido a la disminución en el número de datos empleados, sin embargo, resultados idénticos se obtuvieron para el carbonato de calcio y no fueron conclusivos con relación al carbono orgánico total. Adicionalmente, se detectó una ciclicidad a nivel milimétrico que responde a cambios en la productividad orgánica y dilución por terrígenos en la banda solar.

El tope de la Formación La Luna está caracterizado por un nivel fosfático condensado conocido como Miembro Tres Esquinas (Ghosh, 1984). De acuerdo con el modelo de Föllmi *et al.* (1992), representaría el límite de secuencia entre los depósitos de alto nivel y los depósitos transgresivos marcando el inicio de la siguiente fase de profundización. Sin embargo, el origen de esta unidad ha generado controversias.

De Romero y Galea-Alvarez (1995) reportan un hiato de casi 8 Ma de duración en el tope de la Formación La Luna, proponiendo un límite de secuencia entre el Miembro Tres Esquinas y la base de la Formación Colón.

Lorente *et al.* (1997) también indican la existencia de un hiato entre el tope de la Formación La Luna y la base de la Formación Colón, que abarca los niveles superiores del Campaniense y los inferiores del Maastrichtiense (ausencia parcial de la Zona de *G. calcarata* y la Zona de *G. havanensis*). Este hiato sería el reflejo de un evento tectónico pre- Formación Colón el cual está representado en líneas sísmicas por una serie de patrones “onlap” entre el tope de La Luna y la base de la Formación Colón (Cooney y Lorente, 1997; Gallango *et al.*, 2002). Este límite de secuencia ha sido reconocido en el área de Barinas y en las cuencas del Magdalena y Los Llanos en Colombia (Vergara, 1997a; Helenes *et al.*, 1998; Villamil, 1998), e indica un cambio a un régimen compresivo durante el Cretáceo Tardío.

## CAPÍTULO VII

### DISCUSIÓN

#### *Generalidades*

Tanto en el fondo oceánico como en superficie, se ha reportado un extenso registro de sedimentos pelágicos cretácicos ricos en materia orgánica, depositados en una variedad de marcos paleotectónicos y paleogeográficos: en ambientes oceánicos caracterizados por depósitos de lutitas y turbiditas asociadas con ofiolitas, en márgenes continentales caracterizados por secuencias de calizas y lutitas o, en ambientes epicontinentales caracterizados por depósitos de “chalks”. Tres intervalos de tiempo definen las mayores ocurrencias de estas facies, los cuales reciben el nombre de “eventos oceánicos anóxicos” (EOA’s), y se ubican a finales del Barremiense y a través del Aptiense-Albiense (EOA1), en el límite del Cenomaniense-Turonense (EOA2) y una manifestación menor durante el Coniaciense-Santoniense (EOA3)(Jenkyns, 1980).

Estos eventos no fueron necesariamente tiempos de anoxia en todo el océano, pero se caracterizaron por una reducción de los niveles de oxígeno en las aguas de fondo y por niveles elevados de preservación de carbono orgánico (Arthur *et al.*, 1987; Jones y Jenkyns, 2001). Cada uno de los eventos anóxicos está acompañado por excursiones positivas en el  $\delta^{13}\text{C}$ . La relación exacta entre estas excursiones y el enterramiento del carbono marino es compleja debido a que valores elevados en el  $\delta^{13}\text{C}$  comúnmente persisten antes y una vez finalizado el evento anóxico (Jones y Jenkyns, 2001). Todos estos eventos estuvieron asociados con cambios mayores en la biota (Premoli-Silva y Sliter, 1999).

Diversos autores han señalado en estos depósitos la existencia de variaciones cíclicas de amplitud elevada las cuales corresponden con las frecuencias principales de los parámetros orbitales (De Boer, 1982; van Buchem *et al.*, 1995; Wagner *et al.*, 2001; Wilson y Norris, 2001; entre otros).

Van Buchem *et al.* (1995) indicaron que los factores que controlan el almacenamiento de la materia orgánica funcionan a diferentes escalas de tiempo, reconociendo diferentes órdenes de ciclicidad. Distinguen ciclos de orden inferior (2° y 3° orden) resultado de cambios del nivel del mar tectono-eustáticos, variaciones en la topografía, morfología de la cuenca, oceanografía y condiciones atmosféricas y, ciclos de frecuencia elevada (4 y 5 orden) resultado de cambios climáticos y oceanográficos inducidos por perturbaciones orbitales. Los primeros determinan si las condiciones son favorables para la producción y preservación del carbono orgánico en los sedimentos marinos, mientras que los segundos modulan el grado en que la materia orgánica es producida y preservada (duración de las estaciones, zonas de surgencia, descarga de nutrientes, etc).

La génesis de los eventos oceánicos anóxicos es especulativa debido a que no existe un análogo moderno (Parrish, 1995). En general, el debate se ha dividido en dos líneas: (1) el modelo de productividad elevada que indica un rápido aporte de carbono orgánico al fondo del mar, iniciado por fuerte surgencia o cambios en los monzones, que promueve la anoxia en las aguas porales y (2) el modelo de estancamiento oceánico, en donde se requiere de una columna de agua estratificada, resultado de aguas superficiales dulces o salobres, por la formación de aguas de fondo cálidas y salinas, o por la presencia de barreras que restringen la circulación oceánica, lo cual trae como consecuencia la renovación lenta de las aguas de fondo que promueve la anoxia (Brass *et al.*, 1982; Parrish, 1995; van Buchem *et al.*, 1995).

Jones y Jenkyns (2001) observaron una relación entre las excursiones negativas en la curva de Sr en el agua de mar y los eventos oceánicos anóxicos, donde especialmente



los eventos del Aptiense y Cenomaniense-Turonense coinciden con el inicio de excursiones de Sr, las cuales definen actividad hidrotermal. De acuerdo con estos autores, el exceso en la producción de CO<sub>2</sub> volcánico condujo a un calentamiento global, el cual promovió la productividad biológica a través de los siguientes mecanismos: a) un incremento en la meteorización química que condujo a un mayor aporte de nutrientes a los océanos, o b) a través de cambios en la intensidad de los vientos que incrementaron la surgencia, o, c) a través de un aumento en las tasas de producción de aguas profundas resultado del incremento en la evaporación en mares someros en latitudes bajas que de igual forma promovieron la surgencia.

Sin embargo, particularmente durante el Cretáceo medio, Bralower y Thierstein (1984) reportaron que la tasa de producción primaria fue considerablemente menor que la que se observa hoy en día en las áreas de fertilidad elevada, por lo que han sugerido que la acumulación de carbono orgánico durante ese período estuvo controlada por una amplia limitación de oxígeno más que por una productividad elevada.

Poulsen *et al.* (2001) modelaron la circulación oceánica general durante el Cretáceo medio con el fin de analizar la sensibilidad de la circulación oceánica a la evolución climática y tectónica durante este intervalo de tiempo. De acuerdo con las simulaciones realizadas por estos autores, existe una relación entre los cambios geoquímicos registrados en depósitos marinos y los cambios en la circulación oceánica entre el Albiense-Turonense. La depositación de facies orgánicas representa un importante ejemplo.

Con anterioridad al límite Cenomaniense-Turonense, la acumulación de facies de lutitas negras ocurrió como depósitos discontinuos espacial y temporalmente, que comprende varios subeventos (EOA1 A-D), caracterizados por una mezcla de carbono orgánico de origen terrestre y marino, que varía en naturaleza y causa (Poulsen *et al.*, 2001).

En contraste, el evento EOA2 representa un evento global significativo caracterizado por una amplia depositación de sedimentos ricos en carbono orgánico marino, que ocurrió durante un período aproximado de unos 500 Ka. Depósitos ricos en materia orgánica correspondientes a este intervalo de tiempo han sido descritos en Europa, África, Norte y Suramérica, en el margen occidental de Australia y en los océanos Atlántico y Pacífico (Jenkyns, 1980; Cool, 1982; Petters y Elweozor, 1982; R.O.C.C. Group, 1986; Graciansky *et al.*, 1987; Schlanger *et al.*, 1987; Mello *et al.*, 1989; Kuhnt *et al.*, 1990; Lipson *et al.*, 1990; Arthur y Dean, 1991; entre otros). Posterior a este evento, condiciones oxigenadas abruptamente retornaron al océano Atlántico Norte y en el margen sur del Tethys (Poulsen *et al.*, 2001).

La evolución de un océano caracterizado por frecuentes eventos anóxicos durante el Aptiense-Albiense temprano, a uno caracterizado por condiciones óxicas posterior al límite Cenomaniense-Turoniense, es consistente con la transición de un océano caracterizado por el aislamiento de las cuencas del Atlántico Norte y Sur a uno con una circulación global en donde las cuencas Atlánticas fueron ventiladas por aguas de fondo provenientes del Antártico. Cambios oceanográficos durante el Cenomaniense-Turoniense fueron controlados por el inicio de la conexión entre los océanos Atlántico (Poulsen *et al.*, 2001).

El evento EOA3 no tuvo el carácter global de su antecesor, la acumulación de depósitos ricos en carbono orgánico estuvo confinada principalmente a ambientes someros en zonas de surgencia y en mares epicontinentales (Arthur *et al.*, 1990). Depósitos ricos en materia orgánica han sido descritos en Norte y Suramérica, en el Atlántico Sur y en el Caribe. En Inglaterra e Italia se ha reportado una amplia excursión positiva en el  $\delta^{13}\text{C}$  en el Coniaciense tardío. Finalmente se ha reportado una excursión positiva en el  $\delta^{13}\text{C}$  de corta duración en el límite Santoniense-Campaniense en Inglaterra, el noroeste de Alemania y en la cuenca Western Interior (USA) (Hay, 1988; Jenkyns *et al.*, 1994).

En comparación con la extensa investigación que se ha desarrollado en los dos primeros eventos anóxicos, es poco lo que se conoce de la evolución del evento anóxico del Coniaciense-Santoniense, el cual documenta un importante paso de la transición del efecto de “greenhouse” durante el Cretáceo al efecto de “icehouse” del Cenozoico (Wagner *et al*, 2001, Hofmann *et al.*, 2003).

A continuación se detallan las características de los depósitos ricos en materia orgánica acumulados durante este último evento anóxico, en las diferentes localidades en donde han sido reportados.

### *Evento anóxico oceánico EAO3 a nivel mundial*

Tal como se indicó en párrafos anteriores, el evento anóxico EAO3 representa la última ocurrencia de depositación de lutitas negras durante el Cretáceo, este evento no tuvo el carácter global de su antecesor, estratigráficamente comprende un intervalo de tiempo más amplio (Coniaciense-Santoniense), y es probable que pueda subdividirse en eventos cortos significativos. Variaciones en la paleoproduktividad orgánica, estabilidad en la columna de agua y descarga de detritos, han sido propuestos como mecanismos responsables de la acumulación de estos depósitos. Diversos autores han señalado variaciones cíclicas en el contenido de carbono orgánico que se corresponden con cambios en la banda de Milankovitch.

Posterior al límite Cenomaniense-Turonense, las condiciones oceánicas en general fueron oxigenadas, sin embargo, en algunas regiones persistieron condiciones anóxicas, que dieron como resultado la acumulación de espesas secuencias con depósitos ricos en carbono orgánico que pueden extenderse hasta el Campaniense temprano.

El evento paleogeográfico más importante durante este período fue la profundización y ampliación de la conexión entre el Atlántico Central y Sur (Coniaciense-Campaniense temprano), estableciéndose por completo el intercambio de aguas intermedias y profundas. Este evento tuvo un impacto mayor en la circulación oceánica, atmosférica y en las facies sedimentarias y geoquímicas que se desarrollaron en las cuencas oceánicas adyacentes (Wagner, 2002). Durante la etapa de apertura oceánica, a partir del Coniaciense medio, condiciones restringidas se mantuvieron en varias cuencas marginales (Marfil/Ghana, cuencas brasileñas, Demerara Plateau, Marruecos/Tarfaya y varias cuencas nigerianas), acumulándose secciones sustanciales de lutitas (Pletsch *et al.*, 2001; Wagner, 2002). Adicionalmente, evidencias geoquímicas sugieren que la sedimentación de lutitas negras fue periódica y estuvo controlada por cambios climáticos (balance evaporación-precipitación, cambios en la posición de la zona de convergencia intertropical) en la banda de Milankovitch (Hofmann *et al.*, 2003).

El Santoniense además de representar la última ocurrencia de depositación de lutitas negras, constituye la interacción entre dos tipos de océanos (ecotono), el océano “greenhouse” caracterizado por sedimentos variables representados por carbonatos multicoloreados típicos de los ciclos redox, chert y lutitas negras, en donde las bioprovincias estaban débilmente definidas y el océano “moderno” dominado por carbonatos más uniformes con bioprovincias bien definidas. Durante este intervalo de tiempo se producen grandes cambios que afectaron a todos los grupos tróficos, tanto nuevas apariciones como extinciones caracterizan este intervalo, sin embargo la aparición de nuevos géneros y especies supera al número de extinciones. Esta combinación inusual de primeras apariciones y extinciones en todos los grupos tróficos indica cambios en toda la columna de agua y soportan la interpretación de una circulación de aguas profundas alterada (Premoli Silva y Sliter, 1999).

A continuación se detallan las características de estos depósitos en las diferentes localidades en donde han sido reportados.

En América del Norte (Western Interior Seaway), este evento anóxico está representado por la Formación Niobrara (Coniaciense-Campaniense), depositada durante un evento transgresivo mayor. En esta unidad se ha identificado el Miembro Smoky Hill Chalk, caracterizado por ciclos de margas laminadas ricas en carbono orgánico que alternan con “chalks” bioturbadas pobres en carbono orgánico. El contenido de carbono orgánico varía entre 2% y 5%, la materia orgánica es principalmente de origen marino (Tipo II). Variaciones cíclicas desde una escala de decímetros a decenas de metros en las concentraciones de carbonato, material clástico detrítico, carbono orgánico y bioturbación caracterizan a la Formación Niobrara, con periodicidades en la banda de Milankovitch (20 – 400 ka) (Arthur y Dean, 1991; Pratt *et al.*, 1993a).

Los mecanismos responsables de esta ciclicidad aparentemente son el producto de una combinación de cambios en la dilución de componentes biogénicos por detritos terrígenos, producción de carbonato en las aguas superficiales y grado de oxigenación de las aguas de fondo. Todos estos factores están interrelacionados y fueron controlados por la descarga de aguas dulces desde terrenos elevados ubicados al oeste de la cuenca y posiblemente desde tierras bajas ubicadas en el margen oriental, así como también por ciclos transgresivos-regresivos a gran escala (Arthur y Dean, 1991; Pratt *et al.*, 1993a). Debido a que los índices de hidrógeno no varían cíclicamente en las unidades pobres y ricas en carbono orgánico, se ha interpretado que las variaciones en el carbono orgánico son resultado de la variable flujo de carbono orgánico y/o dilución (Arthur y Dean, 1991). En la costa del Golfo parte de Austin Chalk (Coniaciense tardío) se observa laminada y rica en materia orgánica (Jenkyns *et al.*, 1994).

En Costa Rica, la Formación Loma Chumico de edad Cenomaniense tardío al Campaniense está caracterizada por la presencia de lutitas silíceas laminadas a estratificadas, cherts, capas de cenizas volcánicas y areniscas volcanoclásticas depositadas en un ambiente de plataforma externa-talud superior adyacente a un arco

de isla activo. Esta unidad puede ser subdividida en facies ricas en carbono orgánico (COT promedio de 15,5%) y facies pobres en contenido orgánico (COT menor a 1%). La materia orgánica en las facies orgánicas es de origen marino (Tipo I y II), mientras que en las facies pobres en contenido orgánica la materia orgánica es principalmente de Tipo III y IV (oxidada/inerte). Los mecanismos propuestos responsables de la acumulación de carbono orgánico involucran una interacción compleja entre productividad biológica dentro de un sistema de surgencia y preservación de la materia orgánica. Esta última controlada por el aporte de detritos del Arco de Costa Rica y la alteración diagenética de la materia orgánica (Erlich, 1999).

El final de la depositación de las facies orgánicas en esta región ocurrió durante el Campaniense, probablemente resultado de la emergencia rápida del arco de isla modificando la batimetría local, en combinación con el influjo de aguas intermedias y de fondo oxigenadas a través del proto-estrecho de Panamá provenientes del Antártico. Existen evidencias isotópicas y datos de paleoflora y palinológicos que indican un enfriamiento en el clima en Antártica a partir del Santoniense tardío, por lo que aguas frías pudieron haber migrado al norte a lo largo de Brasil llegando al norte de Suramérica (Erlich, 1999 y referencias allí citadas).

Condiciones anóxicas persistieron por un largo período de tiempo a lo largo del margen norte y occidental de Suramérica, las cuales se extienden desde Trinidad hasta Perú. En Trinidad, las formaciones Naparima Hill (Turoniense-Campaniense), Río Seco y Lopinot (Barremiense-Maastrichtiense temprano), están caracterizados por depósitos ricos en materia orgánica sincrónicos con la depositación de rocas madre en el norte de Suramérica, la combinación de corrientes ascendentes y una excesiva descarga fluvial pudo haber contribuido con nutrientes a la plataforma (Algar, 1998).

En Venezuela, hacia el oeste se depositó la Formación La Luna de edad Cenomaniense-Campaniense, esta unidad está caracterizada por la alternancia de

calizas y lutitas fétidas. Erlich *et al.* (1999b) reportaron valores de COT entre 2,5% hasta 11%. Estos autores observaron contenidos elevados de carbono orgánico en el límite Cenomaniense-Turonense, así como en el Coniacense y Santoniense temprano, disminuyendo rápidamente durante el Santoniense tardío (Truskowski *et al.*, 1998; Pérez-Infante *et al.*, 1996; Erlich, 1999). La materia orgánica es principalmente de origen marino (Tipo II). Más adelante se analizan los mecanismos que han sido propuestos como responsables de la acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica en esta formación. En Barinas, el Miembro La Morita de la Formación Navay representa una de las superficies de máxima inundación más importante en la región de Barinas-Apure depositada en condiciones anóxicas durante el Coniacense-Santoniense en un sistema de surgencia (Ruiz *et al.*, 2000).

Hacia el este, la Formación Querecual de edad Albiense-Santoniense está caracterizada por la alternancia de lodolitas y carbonatos ricos en carbono orgánico. Dos niveles están caracterizados por un alto contenido de carbono orgánico en el Aptiense tardío-Cenomaniense temprano (COT > 5%) y en el límite Cenomaniense-Turonense (COT 5%), aunque, se ha reportado una excursión en la curva isotópica del carbono durante el Santoniense. La presencia de valores elevados en las relaciones de Ba/Al y Si/Al en los intervalos ricos en carbono orgánico sugieren una productividad biológica elevada (Crespo de Cabrera *et al.*, 1999).

En Colombia, depósitos ricos en carbono orgánico han sido identificados en el Albiense medio (COT promedio 5,5%), en el límite Cenomaniense-Turonense (COT 16%) y en el Coniacense tardío-Santoniense temprano (COT promedio de 5,11%) (formaciones La Luna, Hondita, Lomagorda y los grupos Oliní y Villeta) (Vergara 1997b; Villamil, 1998). La materia orgánica es principalmente de origen marino. Macellari y De Vries (1987) asumen la presencia de corrientes de surgencia en el margen occidental de Suramérica, indican que la anoxia es resultado de una cuenca semiencerrada caracterizada por una pobre ventilación, sin embargo, Vergara (1997b) indica que la acumulación de depósitos ricos en carbono orgánico en Colombia fue el

resultado de una productividad elevada en una zona de surgencia. Particularmente el evento oceánico anóxico EOA3 está representando por lutitas fosfáticas y chert que indican una fuerte surgencia y marcan una sección condensada interrumpida por la progradación de clásticos durante el Campaniense, resultado del levantamiento de la Cordillera Central ancestral (Villamil, 1998). Variaciones cíclicas en el contenido de carbono orgánico en la banda de Milankovitch fueron reportadas en esta región por Villamil (1996, 1998).

El mismo patrón se puede seguir en el margen occidental de Sudamérica hasta Perú, representado por las formaciones Napo (Albiense-Conienciense) y Chonta (Albiense-Santoniense). A finales del Santoniense, la porción occidental de la depresión Peruviana occidental es levantada y provee la fuente para depósitos rojos molásicos (Macellari, 1988).

Las cuencas del margen de Brasil y del margen occidental de Africa están directamente relacionadas con la profundización y ampliación de la conexión en el Atlántico Sur y Central durante el Conienciense al Campaniense temprano (Pletsch *et al*, 2001; Wargner, 2002). La formación de lutitas negras estuvo confinada a ciertos intervalos de los eventos anóxicos oceánicos EAO 2 y 3, y estuvo ligada al desarrollo del intercambio de aguas intermedias y profundas a lo largo del pasaje del Atlántico Ecuatorial. Particularmente en la Costa de Marfil/Ghana se han reportado concentraciones promedio de carbono orgánico superiores al 8%, con valores superiores a 17%, en depósitos del Conienciense-Santoniense. Resultados similares han sido publicados en las cuencas del margen de Brasil, el Plateau Demerara, en la cuenca de Marruecos-Tarfaya y en varias cuencas de Nigeria (Warner, 2002 y referencias allí citadas).

En el margen continental brasileño la secuencia del Conienciense-Santoniense está caracterizada por lodolitas calcáreas silíceas laminadas intercaladas con calcilutitas grises y cremas. Las lodolitas contienen carbono orgánico en cantidades superiores al



5%, la materia orgánica es de origen marino y en un 15% de origen continental. La depositación de sedimentos orgánicos ha sido interpretada como resultado de la expansión de la capa de oxígeno mínimo. Estas condiciones fueron intermitentes, más que continuas, cubriendo intervalos de tiempo relativamente cortos, la mayoría de ellos están asociados con ascensos en el nivel del mar. Adicionalmente, la estratificación de la columna de agua por salinidad debió jugar un papel en el establecimiento de condiciones deficientes en oxígeno en las aguas de fondo (Mello *et al.*, 1989). Probablemente, estos cambios en las condiciones ambientales que permitieron la acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica sean el resultado de un control orbital (Wagner, 2002).

Igualmente en la Costa de Marfil/Ghana la depositación de sedimentos ricos en materia orgánica durante el evento anóxico oceánico EAO3 sugieren fluctuaciones repetitivas en la deficiencia de oxígeno que varían entre condiciones fuertemente disóxicas o anóxicas que resultaron en la sedimentación de lutitas negras a condiciones moderadamente disóxicas que condujeron a la formación de intercapas oscuras homogéneas (Wagner, 2002). De nuevo, evidencias geoquímicas sugieren que la sedimentación de lutitas negras fue periódica y estuvo controlada por cambios climáticos (balance evaporación-precipitación, cambios en la posición de la zona de convergencia intertropical) en la banda de Milankovitch (Hofmann *et al.*, 2003). Wagner *et al.* (2001) reconocen en el Santoniense ciclos de precesión y oblicuidad, mientras que Hofmann *et al.* (2003) reconocen ciclos de precesión.

Posterior al Santoniense tardío la profundización del pasaje del Atlántico Ecuatorial dio como resultado un adelgazamiento de la capa de oxígeno mínimo que condujo a la degradación de la materia orgánica (Wagner, 2002).

Adicionalmente a las localidades anteriormente descritas, el evento EAO3 ha sido reportado en la región de Sasso Rosso en donde se ha identificado un nivel de pocos metros de espesor que contiene intercalaciones ocasionales de calizas silíceas oscuras

ricas en materia orgánica (Jenkyns, 1980; Schlanger *et al.*, 1987). En Inglaterra e Italia, se ha reportado una amplia excursión positiva en el  $\delta^{13}\text{C}$  en el Coniaciense tardío (Jenkyns *et al.*, 1994). En el Caribe, en la cuenca de Venezuela, se ha reportado un nivel rico en carbono orgánico en las localidades 146/149, 150 y 153, de edad Coniaciense-Santoniense (Hay, 1988). Finalmente, una excursión positiva en el  $\delta^{13}\text{C}$  de corta duración ha sido observada en el límite Santoniense-Campaniense en Inglaterra y el noroeste de Alemania (Jenkyns *et al.*, 1994).

### *Registro del evento anóxico oceánico EAO 3 en la Formación La Luna*

Tal como se indicó en el punto anterior, condiciones anóxicas persistieron durante un intervalo de tiempo largo en el margen norte de Venezuela que condujeron a la acumulación de grandes espesores de sedimentos ricos en materia orgánica durante el Cretáceo. Estas condiciones persistieron a lo largo del margen occidental de Sudamérica hasta Perú (Villamil, 1998; Macellari, 1988), y también hacia Trinidad (Algar, 1998).

En la Formación La Luna se ha reportado un contenido elevado de carbono orgánico en el límite Cenomaniense-Turonense, así como en el Coniaciense y Santoniense temprano, disminuyendo rápidamente durante el Santoniense tardío (Erlich, 1999).

La combinación de factores como cambios en el nivel del mar, ocurrencia de los eventos EOA2 y 3, la presencia de corrientes de surgencia y una paleoproduktividad elevada, y una circulación restringida resultado de la presencia de barreras, han sido propuestos para explicar las condiciones anóxicas que prevalecieron durante la sedimentación de esta unidad (Jenkyns, 1980; Macellari y De Vries, 1987; Macellari, 1988; Pérez-Infante *et al.*, 1996; Truskowski *et al.*, 1998; Villamil, 1998; Davis *et al.*, 1999; entre otros). Más recientemente, Erlich *et al.* (1999a, 1999b, 2000) indicaron que, adicionalmente a la presencia de barreras paleobatimétricas las cuales

controlaron la circulación y ventilación en las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure, tasas elevadas de evaporación condujeron a la formación de una columna estratificada por densidad y entrapamiento de aguas de fondo anóxicas. Sin embargo, no existe un modelo ampliamente aceptado.

El estudio de la Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel, aporta información sobre los mecanismos que controlaron la acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica durante el EOA3 en el margen noroccidental de Suramérica.

Los resultados geoquímicos presentados, así como también los patrones de distribución de los foraminíferos béticos, sugieren que la tendencia general en la acumulación de carbono orgánico en esta área durante el Santoniense estuvo principalmente controlada por variaciones en el contenido de oxígeno en las aguas de fondo, tal como lo demuestra la correlación entre el contenido de carbono orgánico y los elementos indicativos de condiciones redox (V, Zn). La relación vanadio-níquel indica condiciones anóxicas-disóxicas, con una columna de agua que varió entre fuertemente estratificada hacia la base de la sección, en donde se observan los mayores valores en el COT, a una columna débilmente estratificada hacia el tope con la ocurrencia de intervalos oxigenados, con la consecuente disminución en el contenido de COT.

La estratificación de la columna de agua pudo ser promovida por la existencia de barreras que restringieron la circulación oceánica (Macellari y De Vries, 1987; Macellari, 1988; Lugo y Mann, 1995; Vergara, 1997a; Erlich *et al.*, 1999a, 1999b, 2000).

Aunque los resultados obtenidos en las relaciones de  $Ba^*/Al^*$ ,  $Si^*/Al^*$  y en el contenido de fósforo, indican la presencia de intervalos en donde la paleoproduktividad fue importante, particularmente hacia el tope de la unidad estratigráfica inferior y en la unidad superior, la ausencia de correlación entre estos

elementos y el contenido de carbono orgánico permite sugerir que la productividad no fue el mecanismo que controló la acumulación de carbono orgánico.

Aunque el incremento en la intensidad de la surgencia durante el Santoniense en el margen norte de Suramérica ha sido relacionado con el desplazamiento de esta placa hacia el norte del paleoecuador (Villamil *et al.*, 1999), no se descarta su relación con un cambio en el clima global.

La distribución de foraminíferos plácticos, en la sección estudiada, exhibe cambios importantes a lo largo de la secuencia. En la unidad estratigráfica inferior, éstos son abundantes y están representados por formas oportunistas, intermedias y especialistas; mientras que en la unidad superior disminuye drásticamente el número de foraminíferos plácticos, los mismos están representados por formas oportunistas, con la excepción de escasos marginotruncánidos. Este cambio puede interpretarse como el resultado de una disminución en la profundidad de la columna de agua (depósitos de alto nivel), en combinación con un debilitamiento de la pinoquina que desestabilizó la estratificación en la columna de agua; este último pudo ser ocasionado por cambios en el clima global. Evidencias de la existencia de condiciones áridas durante la sedimentación de la unidad superior están dadas por la presencia de cuarzo detrítico tanto en las calizas margosas como en las calizas, incrementando hacia el tope de la formación.

Los datos de isótopos de oxígeno para el Santoniense presentan discrepancias en las tendencias de paleotemperatura. Aunque la idea general es una tendencia a enfriamiento post-Santoniense que culminó en el Maastrichtiense, existen datos del océano Índico y en el Tetis occidental que indican enfriamiento posterior al Turoniense (Barrera *et al.*, 1997; Huber *et al.*, 1995; Norris *et al.*, 2002; Petrizzo, 2002; Pucéat *et al.*, 2003). Una tendencia de enfriamiento en el clima intensificaría la actividad de los vientos y la surgencia.

Adicionalmente, los espectros de poder generados para el carbonato de calcio y carbono orgánico sugieren que las variaciones a escala centimétrica que exhiben estos parámetros son resultado de un control orbital. La acumulación del carbono orgánico durante este intervalo de tiempo fue periódica más que continua. El cálculo de los índices de correlación de Pearson mostró una correlación entre el contenido de carbono orgánico, la fracción detrítica y las condiciones redox. Variaciones en la descarga de detritos finos resultado de variaciones en los parámetros orbitales, modificaron la posición del margen norte de Suramérica con respecto a la zona de convergencia intertropical, modularon las condiciones redox y controlaron la preservación de carbono orgánico en los sedimentos.

Resultados similares fueron reportados en la cuenca “Deep Ivorian” (margen occidental de Africa, ODP 959) en el intervalo Coniaciense-Santonense, en donde la acumulación de carbono orgánico estuvo controlada por fluctuaciones en la descarga continental que atribuyen a cambios en la posición de la zona de convergencia intertropical, producto de perturbaciones en los parámetros orbitales (Hofmann *et al.*, 2003). Similarmente, en el Miembro Smoky Hill (Western Interior Seaway), el contenido de carbono orgánico muestra variaciones cíclicas controladas por los parámetros orbitales, las cuales han sido interpretadas producto de cambios en la pluviosidad (Arthur y Dean, 1991; Pratt *et al.*, 1993a).

Tomando en cuenta las consideraciones anteriormente señaladas, el evento anóxico 3 (Coniaciense-Santonense) se correlaciona con el intervalo inferior en la sección estudiada. Condiciones anóxicas en las aguas de fondo con una columna de agua fuertemente estratificada fueron características, observándose valores elevados en el contenido de carbono orgánico total. Cambios climáticos en la banda de Milankovitch controlaron el balance evaporación-precipitación y por consiguiente la descarga de aluminosilicatos a la cuenca, modificando a escala centimétrica el contenido de carbono orgánico (Fig. 33).

Por encima de este intervalo, la acumulación de materia orgánica ocurrió en condiciones disóxicas-anóxicas, con una columna de agua débilmente estratificada interrumpida por cortos episodios de oxigenación (Fig. 33). Probablemente, un cambio en la tendencia del clima global (enfriamiento) comenzó durante el Santoniense tardío. La intensificación de los vientos fríos y secos incrementó la surgencia. Aunque se sigue observando un control orbital en la descarga de aluminosilicatos, la disminución en la profundidad en la columna de agua junto con la disminución en las precipitaciones dio como resultado el debilitamiento de la pycnoclina favorecieron la ventilación de las aguas profundas, promoviendo la producción de carbonatos y la disminución en el contenido de carbono orgánico total que se observa hacia el tope de la formación.

El final en la acumulación de la materia orgánica hacia el tope de la Formación La Luna puede ser atribuido a cambios en el clima global que modificaron las condiciones oceanográficas en la cuenca de Maracaibo, aunque no se descarta que cambios en la circulación oceánica profunda, resultado de la profundización de la conexión con el Atlántico Sur, hayan jugado un papel importante, similar a lo propuesto por Erlich (1999) en la región de Costa Rica y Wagner (2002) en el Atlántico ecuatorial.

## CAPÍTULO VIII

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### *Conclusiones*

El Santoniense representa la última ocurrencia de depositación de lutitas negras durante el Cretáceo (EAO3) y documenta un importante paso en la transición del efecto “greenhouse” del Cretáceo al efecto “icehouse” del Cenozoico. Durante este intervalo de tiempo se produjeron grandes cambios que afectaron a todos los grupos tróficos y soportan la interpretación de una circulación de aguas profunda alterada.

La Formación La Luna en la sección de la quebrada San Miguel, presenta una tendencia general en la litología, contenido de carbono orgánico total y en la fauna; pero también pueden observarse características litológicas que se repiten en una frecuencia elevada. Estos elementos proveen evidencias de los factores que influyeron en la sedimentación a diferentes escalas durante el intervalo estudiado y permite evaluar los factores que controlaron la acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica durante el Santoniense.

Litológicamente se reconocieron dos unidades estratigráficas informales:

- En la **unidad inferior** dominan las margas y calizas margosas, presenta los valores más elevados de carbono orgánico total. Variaciones en la fracción vanadio-níquel indican cambios en las condiciones redox y en el grado de estratificación de la columna de agua, hacia la base condiciones anóxicas caracterizaron las aguas de fondo junto con una columna de agua fuertemente

estratificada, mientras que hacia el tope las condiciones fueron disóxicas/anóxicas con una columna de agua débilmente estratificada.

Los foraminíferos plácticos dominan en esta unidad y están mayoritariamente representados por géneros oportunistas (*Hedbergella*, *Heterohelix* y *Globigerinelloides*), en menor proporción se observan géneros intermedios y especialistas (*Whiteinella*, *Dicarinella* y *Marginotruncana*). Los foraminíferos béticos se observan en proporciones muy bajas y están representados mayoritariamente por géneros epifaunales a infaunales someros. Machado y Rey (2002) reportaron una diversidad elevada en el grupo de nannoplancton calcáreo en esta unidad.

El tope de la unidad inferior está caracterizado por la presencia de numerosos niveles silicificados de pocos centímetros de espesor (entre 3 y 20 cm). A nivel petrográfico, los fósiles se observan en su mayoría silicificados siendo muy difícil su identificación taxonómica, aparentemente están representados por foraminíferos plácticos y radiolarios (?). Adicionalmente, se observa un incremento hacia estos niveles de las relaciones de  $Ba^*/Al^*$  y  $Si^*/Al^*$ , que sugiere fuerte surgencia intermitente.

Las características anteriormente señaladas permiten interpretar esta unidad inferior como depósitos transgresivos, en donde se propone un intervalo de máxima inundación representado por los numerosos niveles silicificados, el cual se correlaciona con una disminución en el contenido de aluminosilicatos. La anoxia parece ser el resultado de condiciones de estancamiento en una cuenca que estuvo caracterizada por la presencia de barreras paleobatimétricas y condiciones climáticas cálidas, que dieron como resultado una circulación oceánica lenta y condiciones oligotróficas representadas por géneros de plácticos con quilla y una diversidad elevada en el grupo de nannofósiles.



Probablemente cambios en la circulación oceánica hacia el tope de este intervalo desestabilizaron la estratificación de la columna de agua.

- En la **unidad superior** disminuyen las margas e incrementan las calizas y calizas margosas. La fracción vanadio-níquel indica condiciones disóxicas/anóxicas en las aguas de fondo y una columna de agua débilmente estratificada, con la ocurrencia intermitente de intervalos más oxigenados. En comparación con la unidad inferior, se observa un ligero incremento en el contenido de aluminosilicatos.

El porcentaje de foraminíferos plánticos disminuye en este intervalo, siguen dominando los géneros oportunistas, pero a diferencia del intervalo anterior desaparecen los géneros con quilla, con la excepción de raras ocurrencias de marginotruncánidos. Los foraminíferos bénticos incrementan en esta unidad y están principalmente representados por géneros infaunales. Este cambio está acompañado de la presencia de intervalos bioturbados y una disminución en el contenido de carbono orgánico total. Machado y Rey (2002) reportan una disminución en la diversidad de los nannofósiles.

Enriquecimientos en la relación  $Ba^*/Al^*$  y en el contenido de P se observan en este intervalo, sugiriendo la presencia de surgencia intermitente.

Estas características permiten interpretar esta unidad como depósitos de alto nivel. Las condiciones climáticas se tornaron “frías” y áridas promoviendo la surgencia y condiciones eutróficas tal como lo indica la desaparición de los géneros plánticos con quilla y la disminución en la diversidad del nannopláncton calcáreo. La disminución en las precipitaciones trajo como consecuencia un debilitamiento en la pinoquina y la desestabilización de la estratificación en la columna de agua.

En toda la secuencia se observaron intervalos laminados y no laminados, predominando los primeros. Los intervalos laminados fueron caracterizados de acuerdo al arreglo que exhibía la laminación a nivel petrográfico, reconociéndose tres grupos: a) intervalos finamente laminados (L1), b) intervalos gruesamente laminados (L2) y c) intervalos bandeados (L3). Variaciones en el contenido de carbonato de calcio, carbono orgánico total y relación de foraminíferos plácticos/bécticos responden con la tendencia general descrita para esta formación. Con base en las proporciones relativas de los diferentes componentes aloquímicos se reconocieron siete (7) microfacies.

La distribución estratigráfica de las microfacies definidas permite subdividir los sistemas anteriormente descritos en parasecuencias que se somerizan hacia el tope. Estas parasecuencias están representadas, de base a tope, por depósitos finamente laminados pertenecientes al grupo L1 que pasan a depósitos gruesamente laminados del grupo L2; ocasionalmente el tope de la parasecuencia está definido por la microfacies bandeada del grupo L3, o más frecuentemente por depósitos no laminados caracterizados por la acumulación de foraminíferos en la unidad inferior y/o fragmentos fosfatizados (restos de peces, intraclastos) en la unidad superior, en los cuales puede observarse evidencias de bioturbación.

Variaciones en el contenido de carbonato de calcio muestran patrones cíclicos a la escala de láminas (submilimétricas), bandas (milimétricas) y capas (decenas de centímetros). La ciclicidad más obvia aparece a la escala de decenas de centímetros, definida por hemicíclios pobres en carbonato de calcio (base) alternando con hemicíclios ricos en carbonato.

La evaluación de los espectros de poder generados para la Formación La Luna, permiten explicar la ciclicidad definida, a escala centimétrica, como el resultado estratigráfico de perturbaciones en los elementos orbitales (banda de Milankovitch). Las variaciones en el carbonato de calcio definen ciclos de excentricidad (E1) y

obliquidad (O1 y O2). Por otro lado, las variaciones en el contenido de carbono orgánico parecen ser resultado de cambios en la oblicuidad (O1 y O2). Cambios en la insolación influyeron en el balance de evaporación-precipitación (E-P) y en la descarga de detritos finos a la cuenca, controlando la dilución del carbonato de calcio y modulando las condiciones redox en las aguas de fondo. No se observó una relación entre las variaciones de la paleoproductividad y la ciclicidad detectada en esta formación.

La ciclicidad observada a escala milimétrica también fue evaluada a través de análisis espectrales. Dos ciclos fueron identificados, la duración de los mismos corresponde con: a) 104-188 años y b) 48-98 años, los mismos se aproximan a los ciclos definidos por Cotillon *et al.* (2000) (50-84 años y 110-168 años), y permite asociarlos con ciclos solares. Variaciones en el contenido de carbonato de calcio, fracción detrítica, materia orgánica y composición de las asociaciones de foraminíferos que caracterizan las bandas claras y oscuras, parecen ser resultado de fluctuaciones en la productividad biológica y en la descarga de detritos a la cuenca.

El evento anóxico 3 (Coniaciense-Santoniense) se correlaciona con la secuencia estudiada. Hacia la base de la sección, condiciones anóxicas en las aguas de fondo con una columna de agua fuertemente estratificada fueron características, observándose valores elevados en el contenido de carbono orgánico total. Cambios climáticos en la banda de Milankovitch controlaron la descarga de aluminosilicatos a la cuenca, modificando a escala centimétrica el contenido de carbono orgánico. Subiendo en la sección se observa un cambio en las condiciones redox de las aguas de fondo y en la estratificación de la columna de agua que marcaría el final de este evento dentro de un sistema de alto nivel. Aunque se sigue observando un control orbital en la descarga de aluminosilicatos, la disminución en la profundidad en la columna de agua junto con el debilitamiento de la picnoclina favorecieron la ventilación de las aguas profundas, probablemente resultado de un cambio en las condiciones climáticas globales (tendencia de enfriamiento).

## *Recomendaciones*

1. Un aspecto importante en los estudios cicloestratigráficos envuelve el escogimiento del intervalo de muestreo. Cuando el espaciamiento entre las muestras es amplio, no se pueden resolver variaciones de frecuencia elevada en el parámetro que se está investigando. Sería recomendable realizar este mismo estudio en núcleos continuos utilizando el análisis de variaciones en las escalas de grises. La coloración en secuencias pelágicas como la Formación La Luna está fuertemente controlada por la abundancia del carbonato de calcio *versus* los constituyentes clásticos, por lo que los sedimentos son más claros en la medida que aumenta el contenido de carbonato de calcio. Esto frecuentemente está amplificado por una relación positiva con el carbono orgánico el cual imparte los colores más oscuros.

En la literatura existen ejemplos en donde se ha aplicado este método obteniendo una buena correlación entre el contenido de carbonato de calcio y las variaciones en los grises. Los análisis pueden ser realizados por microdensimetría en diapositivas de 35 mm (Fischer *et al.*, 1991), o escaneando fotografías a blanco y negro y analizando las variaciones de color con ayuda de un programa de procesamiento de imágenes (Sageman *et al.*, 1997).

2. Con el fin de evaluar los parámetros paleoambientales responsables de la ciclicidad detectada a nivel milimétrico, se recomienda estudiar las variaciones en las asociaciones de elementos geoquímicos definidos en este trabajo en las bandas claras y oscuras, con la ayuda de la microscopía electrónica combinado con análisis de energía dispersiva de rayos X (SEM-EDX). Un estudio de este tipo fue realizado por Chambers *et al.* (2000) en la Formación Kimmeridge (Jurásico Superior) con excelentes resultados.

3. Se recomienda estudiar el evento EOA3 en otras localidades de la cuenca de Maracaibo-Barinas, con el fin de evaluar la incidencia de los parámetros paleoambientales identificados en este trabajo, en la acumulación de materia orgánica.
  
4. Se recomienda realizar estudios similares en la Formación Querecual, en el oriente de Venezuela, con el fin de evaluar los parámetros paleoambientales que controlaron la acumulación de materia orgánica durante el Santoniense en esa región, en donde Crespo de Cabrera *et al.* (1999) identificaron una excursión en el  $\delta^{13}\text{C}$ .

## BIBLIOGRAFÍA

- Alberdi-Genolet, M. and Tocco R.(1999) Trace metals and organic geochemistry of the Machiques Member (Aptian-Albian) and La Luna Formation (Cenomanian-Campanian), Venezuela. *Chemical Geology*, v. 160: 19-38.
- Alezones, R. y Padrón, S. (1992) Modelo tectónico del flanco norandino entre las poblaciones de Boconó y Mucujepe, estados Táchira y Mérida. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 132 p.
- Algar, S. (1998) Tectonostratigraphic development of the Trinidad region. In Pindell, J.L. and Drake, Ch. (Editors) *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America*, SEPM Special Publication, N° 58: 87-109.
- Algeo T.J. and Woods A.D. (1994) Microstratigraphy of the Lower Mississippian Sunbury Shale: A record of solar-modulated climatic cyclicity. *Geology*, v. 22: 795-798.
- Arthur M.A. and Dean W.E. (1991) A holistic geochemical approach to cyclomania: examples from Cretaceous pelagic limestone sequences, in Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (eds) *Cycles and events in Stratigraphy*. Springer-Verlag: 126-166.
- Arthur, M.A.; Jenkyns, HC; Brumsach, H.J and Schlanger, SO (1990) Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In Ginsbur, RN and Beaudoin, B (Editors) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*: 75-199.
- Arthur, M.A.; Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C. (1987) The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In Brooks, J. and Fleet, A.J. (Editors) *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication, N° 26: 401-420.

- Astor, Y.; Muller-Karger, F. and Scranton, I. (2003) Seasonal and interannual variation in the hydrography of the Cariaco Basin: implications for basin ventilation. *Continental Shelf Research*, 23: 125-144.
- Audemard, F.E. (1991) Tectonics of western Venezuela. Ph.D. Thesis, Rice University, Huston, Texas, 245 p.
- Baptista, N. (1994) Geología y geoquímica de la Formación La Luna en sus secciones tipo en la Cuenca de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 278 p.
- Barrera, E.; Savin, S. And Thomas, E. (1997) Evidence for thermohaline-circulation reversals controlled by sea-level change in the latest Cretaceous. *Geology*, 25(8): 715-718.
- Bellanca A., Claps, M, Erba, E.; Masetti, D.; Neri, R.; Premoli Silva, I. and Venecia, F. (1996) Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 126: 227-260.
- Bellanca A.; Masetti D.; Neri R. and Venecia F. (1999) Geochemical and sedimentological evidence of productivity cycles recorded in Toarcian black shales from the Belluno Basin, southern Alps, northern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, n. 2: 466-476.
- Berger, A.L. (1977) Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 269: 44-45.
- Berger, A.L. and Loutre, M.F. (1989) Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature*, 342: 133.
- Black, D.E.; Peterson, L.C.; Overpeck, J.T.; Kaplan, A.; Evans, M.N.; Kashgarian, M. (1999) Eight centuries of North Atlantic ocean atmosphere variability. *Science*, 286: 1709-1712.
- Boyd R., Huang Z. and O'Connell S. (1994) Milankovitch cyclicity in Late Cretaceous sediments from Exmouth Plateau off northwest Australia in in

- P.L. de Boer & D.G.Smith (eds) Orbital forcing and cyclic sequences. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.* V. 19: 145-166.
- Bralower, T and Thierstein, H.R. (1984) Organic carbon and metal accumulation rates in Holocene and mid-Cretaceous sediments: palaeoceanographic significance. In Brooks J. And Fleet, A.J. (Editors) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, N° 26: 345-369.
- Bralower, T.; Leckie, R.M.; Sliter, W. and Thierstein, H. (1995) An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In Berggren, W.A.; Kent, D.V.; Aubry, M.P. and Hardenbol, J. (Editors) *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication, N° 54: 65-79.
- Brass, G.W.; Southman, J.R. and Peterson, W.H. (1982) Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, v. 296: 620-623.
- Calvert, S.E. and Pedersen, T.F. (1992) Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia?. In J.K. Whelan and J.W. Farrington (Editors) *Productivity, Accumulation and Preservation of Organic Matter in Recent and Ancient Sediments*, New York, Columbia University Press: 231-263.
- Canache, M.; Pilloud, A.; Truskowsky, I.; Cruz, J. y Gamarra, S. (1994) Revisión Estratigráfica de la sección cretácica del río Maraca, Serranía de Perijá, Venezuela. V Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, Memoria: 240-241.
- Chambers, M.H.; Lawrence, D.S.L.; Sellwood, B.W. and Parker, A. (2000) Annual layering in the Upper Jurassic Kimmeridge clay formation, UK, quantified using an ultra-high resolution SEM-EDX investigation. *Sedimentary Geology*, 137: 9-23.
- Clarke, L.J. and Jenkyns, H.C. (1999) New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology* 27(8): 699-702.



- Comité Interfiliar de Estratigrafía y Nomenclatura (1997) Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela. Petróleos de Venezuela S.A. Disponible en: <http://www.intevep.pdv.com/~ibc03/lexico.htm>.
- Cooney, P.M. y Lorente, M.A. (1997) Implicaciones tectónicas de un evento estructural en el Cretácico Superior (Santoniente-Campaniense) de Venezuela Occidental. Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos. Tomo I: 195-204.
- Cool, T.E. (1982) Sedimentological evidence concerning the paleoceanography of the Cretaceous Western North Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 39: 1-35.
- Cotillon, P., Picard, A. and Tribovillard, N. (2000) Compared cyclicity and diagenesis of two anoxic deposits in the Caribbean domain: The Pleistocene-Holocene of Cariaco Basin (Site 1002) and the Upper Cretaceous La Luna-Querecual Formation (North Venezuela). In: R.M. Leckie, H. Sigurdsson, G.D. Acton and G. Draper (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165: 125 – 140.
- Cotillon P. and Rio, M. (1984) Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project Sites 535 and 540 (Gulf of México), 534 (Central Atlantic) and in the Vocontian Basin (France). In Buffler, R.T. *et al.* (Editors) *Init. Repts, DSDP, 77*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 339-376.
- Crespo de Cabrera, S.; Sliter, W.V. and Jarvis, I. (1999) Integrated foraminiferal biostratigraphy of the Querecual Formation (Cretaceous), eastern Venezuela. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(4): 487-499.
- Crux, J. (1994) Cretaceous nannofossils. Short Course. Intevep.
- Davis, C., Pratt, L., Sliter, W., Mompert, L. and Murat, B. (1999) Factors influencing organic carbon and trace metal accumulation in the Upper Cretaceous La Luna Formation of the western Maracaibo Basin, Venezuela. In: E. Barrera and C.C. Johnson (Editors), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*, Geological Society of America Special Paper 332: 203-230.

- De Boer, P.L. (1982) Cyclicity and the storage of organic matter in middle Cretaceous pelagic sediments. In Einsele, G. and Seilacher, A. (Editors) *Cyclic and Event Stratification*: 72-95.
- De Boer P.L. and Smith D.G. (1994) Orbital forcing and cyclic sequences, in P.L. de Boer & D.G.Smith (eds) *Orbital forcing and cyclic sequences*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment. V. 19: 1-14.
- Dean W.E. and Arthur M.A. (1998) Geochemical expressions of cyclicity in Cretaceous pelagic limestones sequences: Nobrara Formation, Western Interior Seaway. In Dean W.E. & Arthur M.A. (Editors) *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology N° 6: 227-255.
- De Romero, L. and Galea-Alvarez, F. (1995) Campanian *Bolivinooides* and microfacies from the La Luna Formation, western Venezuela. *Marine Micropaleontology* 26: 385-404.
- Dymond, J.; Collier, R.; McManus, J.; Honjo, S. and Manganini, S. (1997) Can the aluminum and titanium contents of ocean sediments be used to determine the paleoproductivity of the oceans?. *Paleoceanography* 12(4): 386-393.
- Eicher D.L. and Diner R. (1991) Environmental factors controlling Cretaceous limestones-marlstone rhythms, in Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (eds) *Cycles and events in Stratigraphy*. Springer-Verlag: 79-93.
- Einsele G. and Ricken W. (1991) Limestone-Marl alternation – an overview, in Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (eds) *Cycles and events in Stratigraphy*. Springer-Verlag: 23-47.
- Enciclopedia Encarta (2000) Microsoft Corporation. Microsoft Licensing Inc. Versión CD.
- Erlich, R.N. (1999) Depositional environments, geochemistry, and paleoceanography of Upper Cretaceous organic carbon-rich strata, Costa Rica and western Venezuela. PD Thesis, Vrije Universiteit, 140 p.
- Erlich, R.N., Macsotay, O., Nederbragt, A.J. and Lorente, M.A. (1999a) Palaeoceanography, palaeoecology, and depositional environments of Upper

- Cretaceous rocks of western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153: 203-238.
- Erlich, R.N., Macsotay, O., Nederbragt, A.J. and Lorente, M.A. (1999b) Geochemical characterization of oceanographic and climatic changes recorded in upper Albian to lower Maastrichtian strata, western Venezuela. *Cretaceous Research* 20: 547-581.
- Erlich, R.N., Macsotay, O., Nederbragt, A.J. and Lorente, M.A. (2000) Birth and death of the Late Cretaceous “La Luna Sea”, and origin of the Tres Esquinas phosphorites. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 21-45.
- Escandón M., Vallejos C., Pratt L. and Gambino F. (1993) Variations in organic facies and sedimentary environments of the La Luna Formation and Machiques Member in the Perijá Mountain Range, Venezuela. AAPG/SVG International Congress/exhibition; abstracts. AAPG Bull 77, p. 317.
- Fischer A.G.; T. Herbert; G. Napoleone; I. Premoli Silva & M Ripepe (1991) Albian Pelagic Rhythms (piobbico Core). *Journal Sedimentary Petrology*, 61(7): 1164-1172.
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E., Ramirez, P., Zambrano-Ortiz, F., Kennedy, W.J. and Lehner, B.L. (1992) Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 151-182.
- Ford, R. y Houbolt, J. (1963) Las microfacies del Cretáceo de Venezuela occidental. *Internat. Sed. Petrog. Serv. E.J. Brill (leiden), Holanda*, 6: 67 p., 109 lám. Resumen (1966) en *AVGMP Bol. Inf., Caracas*. 6(5): 151
- Galea-Alvarez, F. (1989) Microfacies, edad y ambiente de sedimentación de la Formación La Luna, Flanco Norandino, Venezuela. En Spalletti, L.A. (Editor) *Contribuciones de los Simposios sobre el Cretáceo de América Latina, Parte A: Eventos y registro sedimentario. Cent Inv. Geol. Univ., La Plata, Argentina*: 57-63.
- Gallango, O.; Novoa, E. and Bernal, A. (2002) The petroleum system of the central Perija fold belt, western Venezuela. *AAPG Bull.* 86(7): 1263-1284.

- García Jarpa, R.; Gosh, S.; Rondón, F.; Fierro, I; Sampol, M.; Benedetto, G.; Medina, C.; Odreman, O.; Sánchez, T. y Useche, A. (1980) Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretáceo de los Andes venezolanos. Bol. Geol., MEM, Caracas, 14(26): 3-88.
- Garner, A.H. (1926) Suggested nomenclature and correlation on the geological formations in Venezuela, Amer. Inst. Min. And Met. Eng., Trans., Petrol. Develop. And Techn: 677-684.
- Ghosh, S. (1984) Late Cretaceous condensed sequence, Venezuela Andes. In: W.E. Bonini, R.B. Hargraves and R. Shagam R. (Editors), The Caribbean-South American Plate Boundary and regional tectonics. Geological Society of America Memoir 62: 317-323.
- Gingele, F.X.; Zabel, M.; Kasten, S.; Bonn, W.J. and Nürnberg, C.C. (1999) Biogenic Barium as a proxy for paleoproductivity: Methods and limitations of application. In: Fischer, G. and Wefer, G. (Editors) Use of Proxies in Paleooceanography. Examples from the South Atlantic. Springer, Berlin Heidelberg: 345-364.
- González de Juana, C; Iturralde, J. y Picard, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves, Tomo I, 407 p.
- González, E. (2002) Aplicación de análisis de serie de tiempo para la determinación de la ciclicidad en el límite Cretácico/Terciario (occidente de Venezuela). Universidad Central de Venezuela. Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas, 164 p.
- Graciansky, P.C. de; Brosse, E.; Deroo, G.; Herbin, J.P.; Montandert, L.; Muller, C.; Sigal, J. and Schaaf, A. (1987) Organic-rich sediments and palaeoenvironmental reconstructions of the Cretaceous North Atlantic. In Books, J. and Fleet, A.J. (1987) Marine Petroleum Source Rocks, Geological Society Special Publication, N° 26: 317-344.
- Haq, B.U.; Handerbol, J. and Vail, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235: 1156-1166.

- Hatch, J.R. and Leventhal, J.S. (1992) Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chemical Geology*, 99: 65-82.
- Hay, W. (1988) Paleooceanography: A review for the GSA Centennial. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100: 1934-1956.
- Hay, W. (1995) Paleooceanography of marine organic-carbon-rich sediments. In: A.Y. Huc (Editors), *Paleogeography, paleoclimate and source rocks*. American Association of Petroleum Geologists. Mem. 40: 21-59.
- Hedberg, H.D. y Sass, L.C. (1937) Sinopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la Cuenca de Maracaibo, Venezuela, *Bol. Geol. Min., Caracas*, 1(2-4): 77-120.
- Helenes, J.; De Guerra, C. and Vazquez, J. (1998) Palynology and chronostratigraphy of the Upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas Area, Western Venezuela. *AAPG Bull.* 82(7): 1308-1328.
- Heydari, E.; Wade, W.F. and Anderson, L.C. (1997) Depositional environments, organic carbon accumulation, and solar-forcing cyclicity in Smackover Formation lime mudstones, Northern Gulf Coast. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, 81(5): 760-744.
- Hodell, D.A.; Brenner, M.; Curtis, J.H. and Guildersen, T. (2001) Solar forcing of draught frequency in the Maya Lowlands. *Science*, 292: 1367-1370.
- Hofmann, P.; Wagner, T. and Beckmann, B. (2003) Millennial- to centennial- scale record of African climate variability and organic carbon accumulation in the Coniacian-Santonian eastern tropical Atlantic (Ocean Drilling Program Site 959, off Ivory Coast and Ghana. *Geological Society of America*, 31(2): 135-138.
- Huber, B.; Hodell D. and Hamilton, Ch. (1995) Middle-Late Cretaceous climate of the southern latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin*, 107(10): 1164-1191.

- Jenkyns, H.C. (1980) Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Jour. Geol. Soc. London*, v. 137: 171-188.
- Jenkyns, H.C.; Gale, A.S. and Corfield, R.M. (1994) Carbon and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 131(1): 1-34.
- Jones, Ch.E. and Jenkyns, H.C. (2001) Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, v. 301: 112-149.
- Jordán, N. y Scherer, W. (1982) Petrografía orgánica y maduración de la Formación La Luna en su sección tipo, Cretáceo de Venezuela Occidental. *Rev. Tec. INTEVEP*, 2(2): 109-120.
- Koutsoukos, A.M. and Hart, MB. (1990) Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81d: 221-246.
- Kuhnt, W.; Herbin, J.P.; Turrow, J. and Wiedman, J. (1990) Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the Western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In Huc, A.Y. (Editor) *Deposition of organic facies. AAPG Studies in Geology*, N° 30: 133-160.
- Leckie, R.M. (1987) Paleocology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: a comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropaleontology*, 33(2): 164-176.
- Lipson, S.; Flexer, A.; Rosenfeld, A.; Honigstein, A.; Conway, B. and Eris, H. (1990) Dysoxic sedimentation in the Cenomanian-Turonian Daliyya Formation, Israel. In Huc, A.Y. (Editor) *Deposition of organic facies. AAPG Studies in Geology*, N° 30: 27-39.
- Lorente, M.A. y Boesi, T. (1988) Estudio estratigráfico del flanco Norandino en el sector Lobatera-El Vigía. III Simposio Bolivariano Exploratorio Petrolero de las Cuencas Subandinas, Tomo I: 2-41.

- Lorente, M. A., Durán, I. and Ruiz, M. (1995) Late Cretaceous in western Venezuela: a review and new biostratigraphical approach. Resumen extendido. Libro de programa, IGCP 362 Annual Meeting, Maastrich.
- Lorente, M.A., Durán, I. and Ruiz, M. (1996) Late Cretaceous in Western Venezuela: a new biostratigraphical approach. Resumen. Bol. SVG, Caracas, 21(2): 93.
- Lorente, M.A., Rull, V., Ruíz M., Durán, I., Truskowski, I. y Di Giacomo, E. (1997) Nuevos aportes para la datación de los principales eventos tectónicos y unidades litoestratigráficas de la Cuenca de Maracaibo, Venezuela Occidental. República de Venezuela. Ministerio de Energía y Minas. Dirección General Sectorial de Minas y Geología, XVIII (31): 33-50.
- Lugo, J. and Mann, P. (1995) Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. In: A.J. Tankard, R. Suárez and H.J. Welsink (Editors), Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62: 699-725.
- Macellari, C.E. (1988) Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. Journal of South America Earth Sciences, 1(4): 373-418.
- Macellari C.E. and De Vries, T.J. (1987) Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 59: 279-292.
- Machado, A. (2002) Distribución del nannopláncton calcáreo en la Formación La Luna, sección del río San Miguel, estado Mérida. Infome inédito. Universidad Central de Venezuela, 25 p.
- Machado, A. y Rey, O. (2002) Estudio comparativo entre las variaciones en el carbonato de calcio y la distribución de nannopláncton calcáreo en la Formación La Luna, sección del río San Miguel, estado Mérida. Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería, Caracas, Memorias en version CD.
- Matthews, M.D. and Perlmutter, M.A. (1994) Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 19: 459-481.

- Mello, M.R.; Koutsoukos, E.A.; Hart, M.B.; Brassell, S.C. and Maxwell, J.R. (1989) Late Cretaceous anoxic events in the Brazilian continental margin. *Organic Geochemical*, 14(5): 529-542.
- Miall (1997) *The geology of stratigraphic sequences*. Springer. 433 p.
- Mongenot T, Tribovillard N.P., Desprairies A., Lallier-Vergès E. and Laggoun-Defarge F. (1996) Trace elements as palaeoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: the Cretaceous La Luna Formation of Venezuela. *Sedimentary Geology*, v. 103: 23-37.
- Murray, R.W. and Leinen, M. (1996) Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(20): 3869-3878.
- Murray, R.W.; Leinen, M. and Isern, A.R. (1993) Biogenic flux of Al to sediment in the central equatorial Pacific Ocean. Evidence for increased productivity during glacial periods. *Paleoceanography* 8(5): 651-670.
- NCSS (2000) Programa para cálculos estadísticos en D.C.
- Norris, R.D.; Kroon, D.; Huber, B. and Erbacher, J. (2002) Cretaceous-Paleogene ocean and climate change in the subtropical North Atlantic. In Kroon, D.; Norris, R.D. and Klaus, A. (Editors) *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, v. 171B: 1-22.
- Oglesby R. and Park J. (1989) The effect of precessional insolation changes on Cretaceous climate and cyclic sedimentation. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, n. D12: 14793-14816.
- Oglesby R. and Park J. (1992) Cyclic sedimentation, climate and orbital insolation changes in the Cretaceous. *Enciclopedia of Earth System*, v. 2: 13-27.
- Pardo-Igúzquiza, E.; Chica-Olmo, M. and Rodríguez-Tovar, F.J. (1994) CYSTRATI: A computer program for spectral analysis of stratigraphic successions. *Computers & Geosciences*, V. 20, N. 4: 511-584.
- Park J. and Oglesby R. (1994) The effect of orbital cycles on Late and Middle Cretaceous climate: a comparative general circulation model study, in P.L. de



- Boer & D.G.Smith (eds) *Orbital forcing and cyclic sequences*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment. V. 19: 509-529.
- Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J.C., Capello, M.A., Truskowski, I. and Passalacqua, H. (1995) Stratigraphic synthesis of Western Venezuela. In: J. Tankard, R. Suárez and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoir 62: 681-698.
- Parra M., Moscardelli L. y Lorente M.A. (2000) Microfacies del Miembro Tres Esquinas de la Formación La Luna y sus implicaciones paleoambientales, in SEPM Research Conference "Paleogeography and Hydrocarbon potential of the La Luna Formation and related Cretaceous anoxic systems.
- Parrish, J.T. (1995) Paleogeography of C<sub>org</sub>- rich rocks and the preservation versus production controversy. In A.Y. Huc (Editor) *Paleogeography, paleoclimate and source rocks*. AAPG Studies in Geology N° 4: 1-20.
- Pérez-Infante J., Farrimond P. and Furrer M. (1996) Global and local controls influencing the deposition of the La Luna Formation (Cenomanian-Campanian), western Venezuela. *Chemical Geology*, v. 130: 271 – 288.
- Petrizzo, M.R. (2002) Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau (ODP Sites 762 and 763), eastern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*, 45: 117-150.
- Petters, S.W. and Ekweozor (1982) Origin of Mid-Cretaceous Black shales in the Benue Trough, Nigeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40: 311-319.
- Pindell, J. (1993) Mesozoic-Cenozoic Paleogeographic Evolution of Northern South America. *AAPG Bulletin* 77(2): p. 340.
- Pletsch, T.; Erbacher, J.; Holbourn, A.E.L.; Kuhnt, W.; Moullade, M.; Oboh-Ikuenobede, F.E.; Söding, E. and Wagner, T. (2001) Cretaceous separation of Africa and South America: the view from the West African margin (ODP Leg 159). *South American Earth Sciences*, 14: 142-174.

- Poulsen, C.J.; Barron, E.J.; Arthur, M.A. and Peterson, W.H. (2001) Response of the mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO<sub>2</sub> forcings. *Paleoceanography*, v. 16: 1-17.
- Pratt, L.; Arthur, M.A.; Dean, W.E. and Scholle, P.A. (1993a) Paleo-oceanographic cycles and events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. In Caldwell, W.G.E. and Kauffman, E.G. (Editors) *Evolution of the Western Interior Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 39: 333-353.
- Pratt L., Mompert L. and Murat B. (1993b) Hydrocarbon generation potential of the Cretaceous section from Well ALP-6, Perijá Region, Venezuela. AAPG/SVG International Congress/exhibition; abstracts. AAPG Bull 77, p.341.
- Premoli Silva, I. and Sliter, W.V. (1999) Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution. In: E. Barrera and C.C. Johnson (Editors), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*, Geological Society of America Special Paper 332: 301-328.
- Pucéat, E.; Lécuyer, Ch.; Sheppard, S.; Dromart, G.; Reboulet S. and Grandjean, P. (2003) Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, 18(2): 7-1 to 7-12.
- Renz, O. (1959) Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela Occidental. *Bol. Geol., Caracas*, 5(10): 3-48.
- Research on Cretaceous Cycles (R.O.C.C.) Group (1986) Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: Varying sedimentary response to climatic forcing. *Geology*, v. 14:153-156.
- Ricken W. (1986) Diagenetic bedding. A model for marl-limestone alternations. *Lecture Notes in Earth Sciences*, V. 6, 210 p.
- Ruiz, M; Lorente, M.A.; Durán, I and Fasola, A. (2000) Late Cretaceous Upwelling in the Southwest of the Thetys Sea, a Case History From the Barinas Basin, Venezuela. SEPM Research Conference. *Paleogeography and Hydrocarbon Potential of La Luna Formation and Related Cretaceous Anoxic Systems*.

- Sageman B.B.; J. Rich; M.A. Arthur; G.E. Birchfield and W.E. Dean (1997) Evidence for Milankovitch periodicities in Cenomanian-Turonian lithologic and geochemical cycles, Western Interior, USA. *Journal of Petrology Research*, V. 67(2): 286-302.
- Savian, V. (1993) *Geología del Cretáceo de la Cuenca de Maracaibo*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 191 p.
- Scherer, W. (1995) Hydrocarbon families in the Maracaibo Basin, Western Venezuela, *Ame. Assoc. Petrol. Geol., Ann. Conv. Abstr.*, p. 85<sup>a</sup>
- 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  $\delta^{13}\text{C}$  excursion. In Books, J. and Fleet, A.J. (Editors) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, N° 26: 371-399.
- Schwarzacher, W. (1993) Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. *Developments in Sedimentology* 52: 225 p.
- Sierro, F.J.; Flores, J.A.; Francés, G.; Vazquez, A.; Utrilla, R.; Zamarréño, I.; Erlenkeuser, H. And Barcena, M.A. (2003) Orbitally-controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 289-316.
- Sliter, W.V. (1997) Cretaceous planktic foraminifers examined in thin section. U.S. Geological Survey Menlo Park, California, USA, Short Course Notes, 62 p.
- Stoufer, S. (1993) Distribución regional del carbono orgánico y fosfato en la Formación La Luna, Cuenca de Maracaibo, Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 173 p.
- Sutton, F.A. (1946) Geology of Maracaibo Basin, Venezuela. *Ame. Assoc. Petr. Geol. Bull*, 30(10): 1621-1741.
- Swan A.R. and Sandilands, M. (1995) *Introduction to Geological Data Analysis*. Blackwell Science, 446 p.

- Talukdar, S.; Gallango, O. and Chin-A-Lien, M. (1986) Generation and migration of hydrocarbons in the Maracaibo Basin, Venezuela: An integrated basin study. *Organic Geochem.* 10: 261-279.
- Talukdar, S. and Marcano, F. (1994) Petroleum Systems of the Maracaibo basin, Venezuela. In: L.B. Magno and W.G. Dow (Editors), *The petroleum system- from source to trap.* AAPG Memoir 60: 463-481.
- Trivovillard, N.P.; Stephan, J.F.; Manivit, H.; reure, Y.; Cotillon, P. and Jautée, E. (1991) Cretaceous black shales of Venezuela Andes: Preliminary results on stratigraphy and paleoenvironmental interpretations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 81: 313-321.
- Truskowski I., Galea-Alvarez F and Sliter W (1995) Cenomanian hiatus in Venezuela (abstract), in *Abstracts of the Geol. Soc. Am. Annual Meeting, New Orleans, Louisiana*, p A-303.
- Truskowski I., Galea-Alvarez F and Sliter W (1998) The oceanic events of the La Luna Formation, western Venezuela. *Geological Society of America*, 30; 7, pages 54.
- Turekian, K.K. and Wederpohl, K.H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geological Society of American Bulletin*, 72: 175-192.
- Van Buchem, F.S.P.; De Boer, P.L.; McCave, I.N. and Herbin, J.P. (1995) The organic carbon distribution in Mesozoic marine sediments and the influence of orbital climatic cycles (England and the Western North Atlantic). In Huc, A.Y. (Editor) *Paleogeography, paleoclimate and source rocks.* AAPG Studies in Geology, N° 40: 303-335.
- Vergara, L. (1997a) Stratigraphy, foraminiferal assemblages and paleoenvironments in the Late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia (Part I). *Journal of South American Earth Sciences*, 10(2): 111-132.
- Vergara, L. (1997b) Cretaceous Black Shales in the Upper Magdalena Valley, Colombia. New organic geochemical results (Part II). *Journal of South America Earth Sciences*, 10(2): 133-145.

- Villamil, T. (1996) Depositional and geochemical cyclicity in the Cretaceous fine-grained strata of Colombia. A model for organic matter content. *CT&F Ciencia, Tecnología y Futuro* 1(2): 5-85.
- Villamil, T. (1998) Chronology, relative sea-level history and a new sequence stratigraphic model for basinal Cretaceous facies of Colombia. In: J.L. Pindell and Ch. Drake (Editors), *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America*, SEPM Special Publication N. 58: 161-216.
- Villamil T. and Pindell J. (1998) Mesozoic paleogeographic evolution of northern South America: Foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times, in Pindell J.L. & Drake Ch. (eds) *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America*, SEPM Special Publication N. 58: 283-318.
- Villamil, T., Arango, C. and Hay, W. (1999) Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America. In: E. Barrera and C.C. Johnson (Editors), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*, Geological Society of America Special Paper 332: 191-201.
- Wagner, T. (2002) Late Cretaceous to early Quaternary organic sedimentation in the eastern Equatorial Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179: 113-147.
- Wagner, T.; Hofmann, P.; Beckmann, B.; Pletsch, T.; Wand, U. and Wehner, H. (2001) Orbital forcing of Tropical Atlantic Black Shale Formation: High resolution records of the Coniacian-Santonian OAE3 (ODP Site 959, Ivory Coast/Ghana). Rapid changes in Mesozoic Palaeoceanography: micropalaeontological, sedimentological and geochemical proxies. Symposium EVO5. Disponible en: <http://www.compublic.co.uk/EUGXI/EVO5.pdf>.
- Weedon, G.P. (1991) The spectral análisis of stratigraphic time series. In Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (Editors) *Cycles and events in Stratigraphy*. Springer-Verlag: 840-854.

- Wilson, P.A. and Norris, R.D. (2001) Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, v. 412: 425-429.
- Yarincik, K.M. and Murray, R.W. (2000) Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography*, 15: 210-228.
- Yu, Z. and Ito, E. (1999) Possible solar forcing of century-scale drought frequency in the northern Great Plains. *Geology*, 27(3): 263-266.
- Zapata, E., Lorente, MA, Rey, O. and Padrón, V. (2000) Diagenetic Evaluation of La Luna Formation at Táchira and Mérida States, Western Venezuela. SEPM Research Conference. Paleogeography and Hydrocarbon Potential of La Luna Formation and Related Cretaceous Anoxic Systems.

# APENDICES

*Apéndice 1 Distribución t*

v	$\alpha$ (%)				
	10	5	2.5	1	0.5
1	3,078	6,314	12,706	31,821	63,656
2	1,886	2,920	4,303	6,965	9,925
3	1,638	2,353	3,182	4,541	5,841
4	1,533	2,132	2,776	3,747	4,604
5	1,476	2,015	2,571	3,365	4,032
6	1,440	1,943	2,447	3,143	3,707
7	1,415	1,895	2,365	2,998	3,499
8	1,397	1,860	2,306	2,896	3,355
9	1,383	1,833	2,262	2,821	3,250
10	1,372	1,812	2,228	2,764	3,169
11	1,363	1,796	2,201	2,718	3,106
12	1,356	1,782	2,179	2,681	3,055
13	1,350	1,771	2,160	2,650	3,012
14	1,345	1,761	2,145	2,624	2,977
15	1,341	1,753	2,131	2,602	2,947
16	1,337	1,746	2,120	2,583	2,921
17	1,333	1,740	2,110	2,567	2,898
18	1,330	1,734	2,101	2,552	2,878
19	1,328	1,729	2,093	2,539	2,861
20	1,325	1,725	2,086	2,528	2,845
22	1,321	1,717	2,074	2,508	2,819
24	1,318	1,711	2,064	2,492	2,797
26	1,315	1,706	2,056	2,479	2,779
28	1,313	1,701	2,048	2,467	2,763
30	1,310	1,697	2,042	2,457	2,750
35	1,306	1,690	2,030	2,438	2,724
40	1,303	1,684	2,021	2,423	2,704
45	1,301	1,679	2,014	2,412	2,690
50	1,299	1,676	2,009	2,403	2,678
60	1,296	1,671	2,000	2,390	2,660
70	1,294	1,667	1,994	2,381	2,648
80	1,292	1,664	1,990	2,374	2,639
90	1,291	1,662	1,987	2,368	2,632
100	1,290	1,660	1,984	2,364	2,626
200	1,286	1,653	1,972	2,345	2,601
$\infty$	1,282	1,645	1,960	2,326	2,576

Tomado de Swan y Sandilands (1995)



## *Apéndice 2 Ciclos de Milankovitch. Fundamentos*

### **GENERALIDADES**

Muchas secuencias sedimentarias alternantes son el resultado de cambios en el clima, los cuales pueden afectar la naturaleza de los materiales sedimentarios o el ambiente depositacional. Estos cambios en el clima pueden deberse a cambios cíclicos en la insolación que recibe la tierra, resultado de fluctuaciones periódicas en la órbita tierra-sol denominados ciclos de Milankovitch (Oglesby y Park, 1992). Este control astronómico depende de las variaciones en la posición del eje de la Tierra y en el patrón de movimiento de ésta alrededor del Sol. Tales variaciones dependen a su vez, de la interacción de fuerzas gravitacionales en el sistema Sol-Tierra-Luna y de la influencia de los otros planetas de nuestro sistema solar (De Boer y Smith, 1994).

Los cambios periódicos en el clima y en el sistema de circulación oceánica, resultado de estas variaciones en la distribución de energía solar sobre la tierra, han influido en la producción de carbonato de calcio y materia orgánica en las aguas superficiales marinas y en la disolución y oxidación de estos productos en el océano profundo. En el registro oceánico profundo se han preservado variaciones rítmicas en el flujo de los sedimentos pelágicos resultantes. También se han observado fluctuaciones climáticas inducidas astronómicamente, en otros ambientes sedimentarios (glacial, lacustre, eólico, fluvial, deltaico, marino somero y abanicos submarinos)(De Boer y Smith, 1994).

Se tienen buenos ejemplos de secuencias carbonáticas cíclicas de edad Cretáceo, que presentan alternancias de calizas-margas y calizas-lutitas negras, existen fuertes indicios que las mismas están relacionadas con los ciclos de Milankovitch. Si los ciclos de estratificación cretácicos coinciden con períodos orbitales, se tiene que

explicar cómo los cambios en la insolación controlan los ciclos sedimentarios, especialmente en ausencia de hielo continental a gran escala (Oglesby y Park, 1992).

## ELEMENTOS ORBITALES

La variación orbital se puede separar en varios componentes. La órbita actual de la Tierra incluye los siguientes cambios cíclicos:

1.- Variaciones en la forma de la órbita terrestre alrededor del sol (excentricidad orbital)(Fig.1): Las fuerzas gravitacionales de otros cuerpos en el sistema físico (la luna y los planetas), vuelven el movimiento orbital terrestre caótico e inducen a fluctuaciones casi periódicas en la excentricidad orbital. Las variaciones en la excentricidad tienen períodos cercanos a 95, 125 y 413 ka, así como períodos mayores a 1 Ma (Oglesby y Park, 1992).

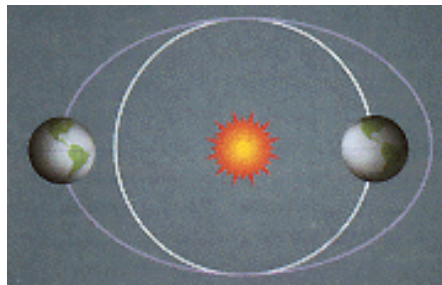


Fig. 1 Excentricidad. La forma de la órbita terrestre alrededor del sol cambia de circular a ligeramente elíptica. Cambios en la excentricidad dan como resultado variaciones estacionales en la cantidad de calor que recibe la Tierra del Sol (tomado de <http://www.carleton.ca/~tpatterns/teaching/climatechange/change/change37.html>)

2.- Cambios de  $\sim 2.5^\circ$  en la inclinación del eje terrestre (oblicuidad)(Fig. 2): La oblicuidad ( $\delta$ ) es el ángulo entre el eje de rotación de la tierra y el eje del plano orbital tierra-sol. Si  $\delta = 0$ , la variación en la distancia tierra-sol asociada con la excentricidad orbital daría como resultado una ligera estacionalidad. El eje de rotación corrientemente está inclinado con respecto a la perpendicular alrededor de  $23,5^\circ$ ,

dando como resultado una fuerte estacionalidad en las latitudes medias y elevadas. La oblicuidad varía en una forma casi periódica en un rango aproximado de  $2,5^\circ$  y con períodos dominantes próximos a 41 ka, determina la localización de los círculos Ártico y Antártico y los trópicos de Cáncer y Capricornio (Oglesby y Park, 1992). Variaciones en la oblicuidad afectan principalmente el clima en los polos e intensifican el contraste entre las estaciones. Períodos de tiempo con una oblicuidad elevada están asociados con un verano polar más cálido y un invierno polar más frío (Einsle y Ricken, 1991).

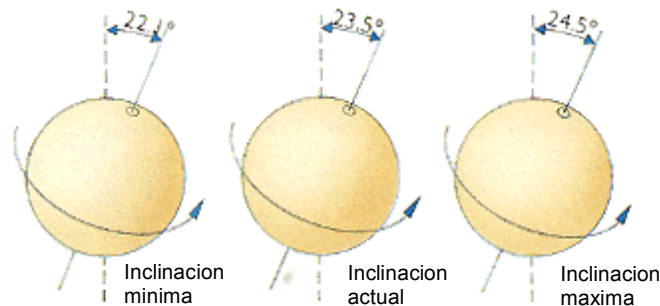


Fig. 2 Oblicuidad. La inclinación del eje terrestre varía entre  $24,5^\circ$  y  $22,1^\circ$ .

(tomado de <http://www.carleton.ca/~tpatterns/teaching/climatechange/change/change37.html>)

3.- Precesión de los equinoccios (Fig. 3): La tierra gira como un trompo debido a los efectos combinados de la atracción del sol y la luna sobre el ecuador (de Boer y Smith, 1994). Esta precesión con períodos dominantes cercanos a 16, 19 y 23 ka, describe la relación de los equinoccios y solsticios, definida por la relación entre la dirección de inclinación del eje de la tierra con respecto al sol (pej. el solsticio de

verano en el hemisferio norte ocurre cuando el polo norte está inclinado hacia el sol) y el perihelio y afelio de la órbita terrestre (mínima y máxima distancia tierra-sol). Por ejemplo, si el perihelio ocurre en verano (en el hemisferio inclinado hacia el sol), la insolación y el calentamiento estacional pueden incrementar. Si el perihelio ocurre en un equinoccio, la precesión tiene un efecto invierno / verano relativamente pequeño. La precesión afecta la insolación total recibida por la tierra. Un invierno relativamente frío sigue a un verano más cálido, mientras que un invierno cálido sigue a un verano más frío (Oglesby y Park, 1992).



Fig. 3 Precesión de los equinoccios (tomado de <http://www.carleton.ca/~tpatterns/teaching/climatechange/change/change37.html>)

Las variaciones en la excentricidad tienen un efecto directo pequeño sobre la insolación. Sin embargo, existe una influencia indirecta sustancial, pues las variaciones en la excentricidad modulan la amplitud de los ciclos de insolación de la precesión. Al variar la diferencia entre la distancia más cercana y más lejana entre la tierra y el sol, las variaciones en la excentricidad limitan la diferencia en insolación entre el invierno y el verano. Por lo tanto la excentricidad modula el desarrollo del ciclo precesional. Esta modulación no conduce al desarrollo de picos en el espectro de insolación en la frecuencia en que varía la excentricidad, pero descompone el espectro precesional en varios picos (Oglesby y Park, 1989).

Los ciclos de Milankovitch se han identificado en el registro rocoso, en principio, sobre la base de observación de ritmicidades, particularmente la ocurrencia de ciclos a escala de metros o más delgados, típicamente en plataformas carbonáticas y sedimentos de granulometría fina (pelágicos y lacustrinos). Los requerimientos para establecer las fuerzas orbitales son dos:

1. Es necesario demostrar que los ciclos son amplios y se pueden correlacionar por grandes distancias,
2. Una vez que se compruebe la extensión lateral, es necesario demostrar una regularidad persistente de los períodos de los ciclos y que los mismos se puedan relacionar con las frecuencias orbitales.

Los ciclos de Milankovitch son jerárquicos, las relaciones numéricas en esta jerarquía proveen huellas digitales (Fig. 4). La relación entre la precesión y el ciclo corto de excentricidad es aproximadamente de 5 en el Mesozoico y Cenozoico y puede estar cerca de 6 a 7 en el Paleozoico temprano. La relación entre el ciclo corto y el ciclo largo de excentricidad es 4:1 (Miall, 1997).

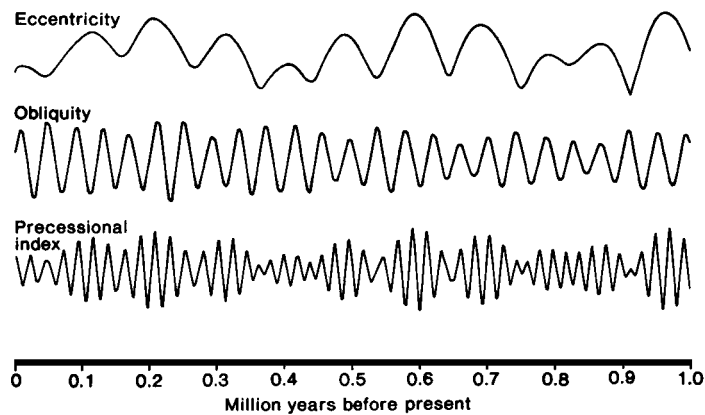


Fig. 4 Índices de excentricidad, oblicuidad y precesión para el último millón de años (Schwaracher, 1993)

La presencia de ritmicidad y la estimación de los ciclos no indica, sin embargo, que los mecanismos generadores son las fuerzas orbitales. Existen cada vez más

evidencias de la presencia de ciclos, con la misma periodicidad, generados por mecanismos tectónicos. Para demostrar la existencia de ciclos en la banda de Milankovitch, se elaboran sofisticados análisis de espectros de series de tiempo.

*Apéndice 3 Resultados de los análisis de carbonato de calcio  
y carbono orgánico total.*

<b>Muestras</b>	<b>COT %</b>	<b>CaCO3 %</b>	<b>Muestras</b>	<b>COT %</b>	<b>CaCO3 %</b>	<b>Muestras</b>	<b>COT %</b>	<b>CaCO3 %</b>
386	1,06	69,96	421	4,73	24,19	458	4,14	54,26
387	0,94	68,12	422	2,15	57,44	459	2,06	66,27
388	1,89	85,69	423	1,12	10,47	460	2,78	68,69
389	2,66	75,21	424	5,35	24,52	461	4,91	69,24
390	0,3	98,08	425	3,59	41,21	462	5,4	60,01
391	2,75	75,97	426	0,46	93,72	463	3,88	43,17
392	1,56	87,31	427	2,6	66,9	465	0,43	92,47
393	3,78	62,14	428	2,81	52,79	466	4,76	49,99
394	3,64	94,31	429	4,66	50,93	467	4,05	56,7
395	3,32	68,32	430	3,53	74,78	468	3,14	55,35
396	2,15	71,8	431	1,75	8,04	469	4,9	49,73
397	0,61	65,2	432	1,45	35,33	470	4,46	49,38
398	2,17	97,08	433	2,28	77,32	471	2,89	76,72
399	1,91	99,97	435	0,42	97,75	472	2,55	68,25
400	1,88	73,61	436	3,8	36,63	473	5,54	37,93
402	2,11	68,8	437	4,24	29,43	474	0,54	60,25
403	1,17	92,91	438	1,09	93,77			
404	0,72	92,01	440	3,42	49,45			
405	2,58	37,91	441	1,76	27,58			
406	2,13	53,38	442	5,35	41,74			
407	1,55	73,19	443	1,35	59,57			
408	2,45	73,13	444	1,42	77,34			
409	3,58	74,13	445	2,06	54,44			
410	2,9	63,25	446	3,98	65,32			
411	3,42	56,62	447	3,56	52,21			
412	2,5	69,35	448	3,65	58,99			
413	1,23	72,79	449	5,1	63,07			
414	1,79	92,65	450	4,5	42,45			
415	3,75	64,62	451	5,19	81,41			
416	4,88	59,41	452	4,32	40,8			
417	1,83	63,97	453	0,43	94,56			
418	4,15	98,51	455	4,07	64,49			
419	5,1	67,56	456	3,23	40,3			
420	4,67	50,23	457	3,5	41,34			

*Apéndice 4 Resultados de los análisis de elementos  
mayoritarios, minoritarios y trazas.*

Muestras	ppm Ca (µg/g)	ppm Al (µg/g)	ppm Fe (µg/g)	ppmTi (µg/g)	ppm K (µg/g)	ppm Na (µg/g)
388	391721,70	2285,85	1435,76	83,03	2025,00	549,06
389	8916,26	12605,42	6567,47	548,58	3535,96	978,82
390	394117,6	4075,98	2410,77	114,69	655,39	476,47
391	310515,9	16504,46	5689,88	662,62	4415,18	1320,44
394	209985,3	33041,22	12899,15	1304,29	6521,10	1380,77
395	269113,6	18960,91	7353,20	796,04	4374,09	759,55
396	281568,4	7067,93	2877,10	330,90	1890,11	503,00
398	302963,1	8499,50	3609,54	373,19	2195,22	903,88
399	294645,5	12210,82	2585,50	369,81	2655,22	1035,82
400	267191,1	22187,26	7291,82	1042,29	4857,03	1276,22
402	234435,80	7795,23	2747,40	326,42	2131,32	532,59
403	316780,2	4912,45	3762,57	194,72	1717,90	649,32
404	292658,7	2311,51	1106,15	122,25	954,00	289,00
405	302117,8	2111,98	1478,00	115,04	684,03	2120,25
406	205025,1	10808,54	4007,38	462,22	2135,68	734,17
414	349204,8	4798,21	1379,44	132,15	1117,79	665,51
415	230976,7	20573,37	6531,94	666,83	5034,99	992,71
416	250121,7	29306,97	6491,95	890,74	6965,53	1285,48
417	264514,5	8238,74	3427,74	260,51	1071,07	1924,42
418	310133,3	10860,29	4036,07	468,05	2736,21	1425,09
419	140789,5	32397,66	11855,51	1088,46	7260,72	574,56
420	214143,4	16782,87	6055,78	729,83	8063,00	1,22
421	107652	10595,21	1374,96	327,97	2554,84	268,20
422	314307,1	5952,14	1415,18	160,73	1392,82	865,90
423	182967	7507,78	2099,01	225,14	1945,97	211,54
424	104552,1	9584,23	2870,66	309,74	2875,85	422,59
425	126292,2	15592,45	5232,10	568,42	4699,80	512,43
426	120604,9	15028,72	2655,56	294,18	4009,57	1117,49
427	389495,4	6138,07	3897,16	171,86	1681,65	1417,43
428	153609	9283,46	2521,24	268,74	2529,64	326,00
429	189126,2	10946,60	3535,75	301,05	2773,79	383,50
430	296627	7321,43	2900,79	272,40	4990,00	603,00
431	29335,15	1366,12	8934,43	87,36	8718,00	348,00

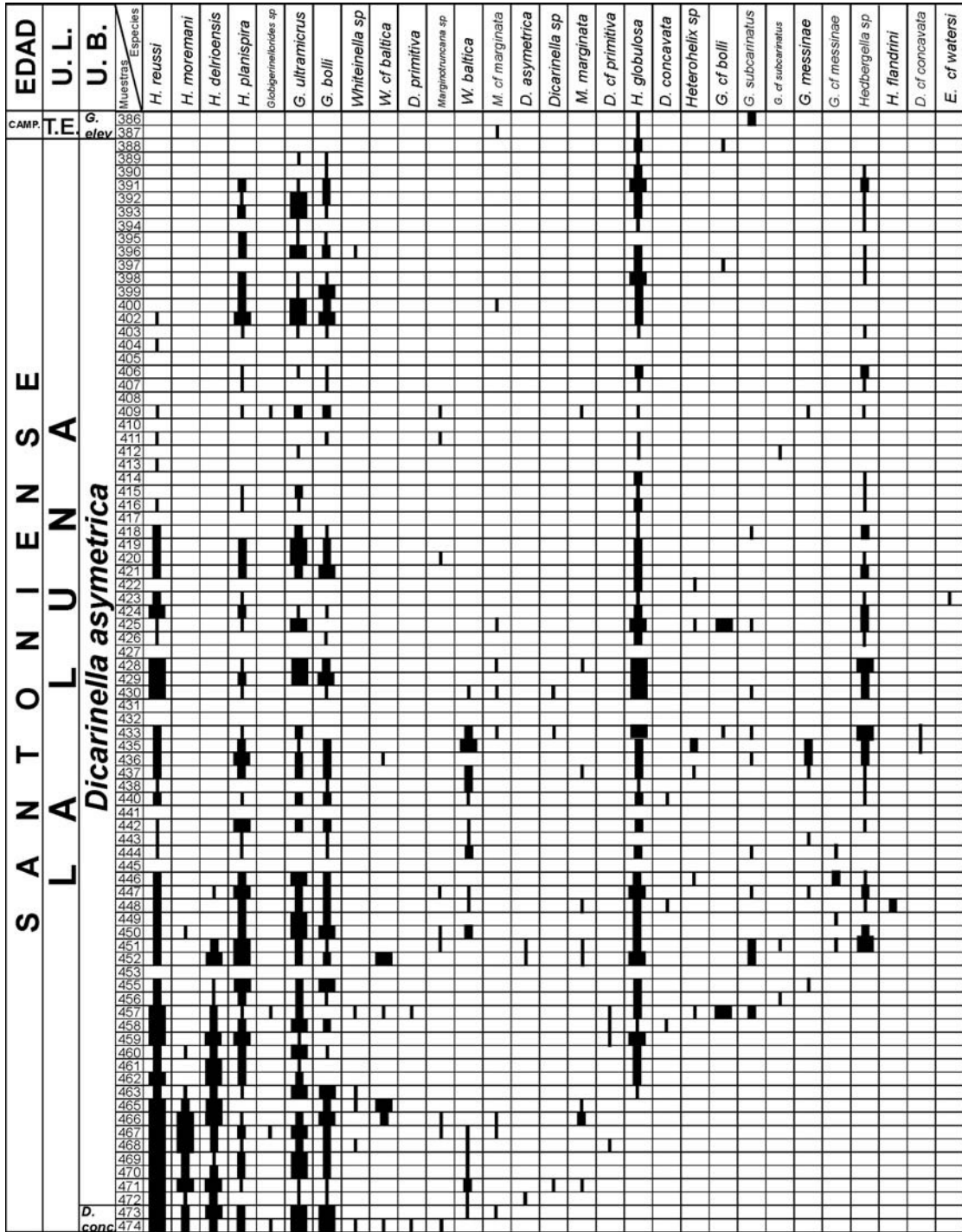


Muestras	ppm Ca (µg/g)	ppm Al (µg/g)	ppm Fe (µg/g)	ppmTi (µg/g)	ppm K (µg/g)	ppm Na (µg/g)
432	24186,39	1444,77	522,63	50,81	725,84	435,90
433	297839,8	10400,97	5913,83	521,67	3626,21	1418,93
435	204594,3	8960,90	3508,81	325,35	3684,75	593,35
436	158425,8	9636,73	3884,96	345,81	568,00	216,00
437	27312,99	1686,02	9817,65	63,06	2573,82	607,97
438	272413,8	10147,78	4926,11	240,00	6315,00	245,00
440	186467,5	12221,21	3740,87	430,97	4077,60	814,46
441	80367,50	2683,27	1132,73	96,24	963,73	494,20
442	152245,5	25741,52	8639,62	728,94	8942,61	1571,36
443	300409,4	6601,84	2737,97	271,34	4764,00	373,00
446	168004	19097,29	7432,30	595,29	10256,00	778,00
447	199727,7	10681,68	3484,41	316,21	8702,48	1336,14
448	170802,5	12944,03	4816,35	427,02	4626,75	711,52
453	352557,7	1078,23	471,41	30,77	440,00	67,70
455	239172,3	15399,42	10895,09	183,11	9233,00	652,00
456	129429,1	7381,89	12421,26	249,53	5399,00	288,00
457	153391,1	11619,31	4173,99	351,61	4489,11	1130,69
458	243719,7	18876,82	7274,39	621,83	7206,60	1676,53
459	112112,1	15365,37	7382,38	535,29	8524,00	662,00
460	133901,7	9864,59	4583,75	301,58	6038,00	540,00
461	175024,6	15634,22	6647,00	500,74	10482,00	947,00
462	206913,3	16455,70	7370,98	573,03	9406,00	955,00
463	113813,2	8706,23	3443,58	309,12	5725,00	575,00
465	358291,5	2422,11	806,03	61,51	987,00	306,00
466	219057	4351,67	4273,08	143,89	4430,00	438,00
467	256689,5	15944,82	6866,45	544,13	5907,71	1746,58
468	246341,5	4756,10	2795,12	168,73	4371,00	552,00
469	205062,1	16646,93	7210,31	635,29	6327,12	1685,67
470	181922,8	23383,07	11658,93	810,27	8497,77	2018,93
471	278500,00	6160,00	2640,00	260,53	6920,00	383,00
472	33194,8	4985,96	1560,33	115,09	1942,40	693,61
473	172106,8	11350,15	4940,65	441,74	7418,00	637,00

Muestras	ppm Mn (µg/g)	ppm V (µg/g)	ppm Ni (µg/g)	ppm Zn (µg/g)	ppm Ba (µg/g)	ppm P (µg/g)	ppm Si (µg/g)
388	30,83	22,19	238,21	52,64	70,31	1943,82	12113,21
389	52,12	153,94	456,94	183,78	257,02	27922,75	52137,93
390	35,35	26,51	88,01	28,12	62,15	1673,37	11744,12
391	40,24	137,11	100,81	270,95	159,90	21654,08	55634,92
394	47,01	199,94	106,27	319,81	528,15	36551,87	99533,86
395	35,24	152,51	85,66	284,06	234,12	20959,89	84536,36
396	49,03	77,52	35,52	73,88	135,85	11656,13	60799,20
398	51,82	89,91	40,71	100,71	471,17	54314,81	57783,86
399	26,86	48,08	64,73	102,12	94,47	6290,67	83029,85
400	42,34	112,27	129,98	268,43	103,73	5664,14	101857,03
402	25,48	73,47	45,96	84,22	110,46	2196,75	119897,86
403	17,22	66,31	200,30	88,27	69,33	1073,44	69416,34
404	15,23	55,06	51,59	43,15	94,25	1572,42	98710,32
405	51,03	118,42	131,01	211,04	645,21	214662,19	88276,53
406	37,44	108,21	166,23	109,03	186,80	2461,04	187959,80
414	27,76	60,71	15,18	48,73	205,89	47366,92	35442,35
415	30,45	223,54	218,75	229,78	90,23	6470,61	93600,58
416	19,67	218,74	167,66	478,62	93,64	5778,38	114898,62
417	24,88	93,00	401,32	162,72	249,54	189006,79	64359,36
418	25,09	168,38	97,77	250,48	541,42	91019,76	81397,06
419	36,47	398,84	202,58	821,51	420,14	8355,31	170989,28
420	24,25	253,98	138,45	480,08	142,93	2863,55	167330,68
421	22,36	305,79	88,90	212,73	179,67	1810,45	244022,93
422	20,95	255,92	31,00	376,60	63,08	3939,30	54107,68
423	40,68	115,32	76,46	105,35	141,73	1156,38	203228,02
424	13,15	233,20	104,74	277,46	207,63	4222,82	249182,08
425	17,91	216,95	122,98	413,03	167,59	3475,50	201312,13
426	13,19	82,49	182,98	203,89	238,78	978,88	222641,43
427	82,01	44,98	872,08	120,24	1051,49	2211,42	23917,43
428	17,79	251,76	117,46	268,56	177,39	2092,94	246027,72
429	19,96	531,84	163,05	490,62	140,16	7765,77	178951,46
430	24,95	456,35	122,22	405,26	333,58	13804,56	77281,75
431	17,85	94,40	63,48	140,07	75,09	346,08	374316,94

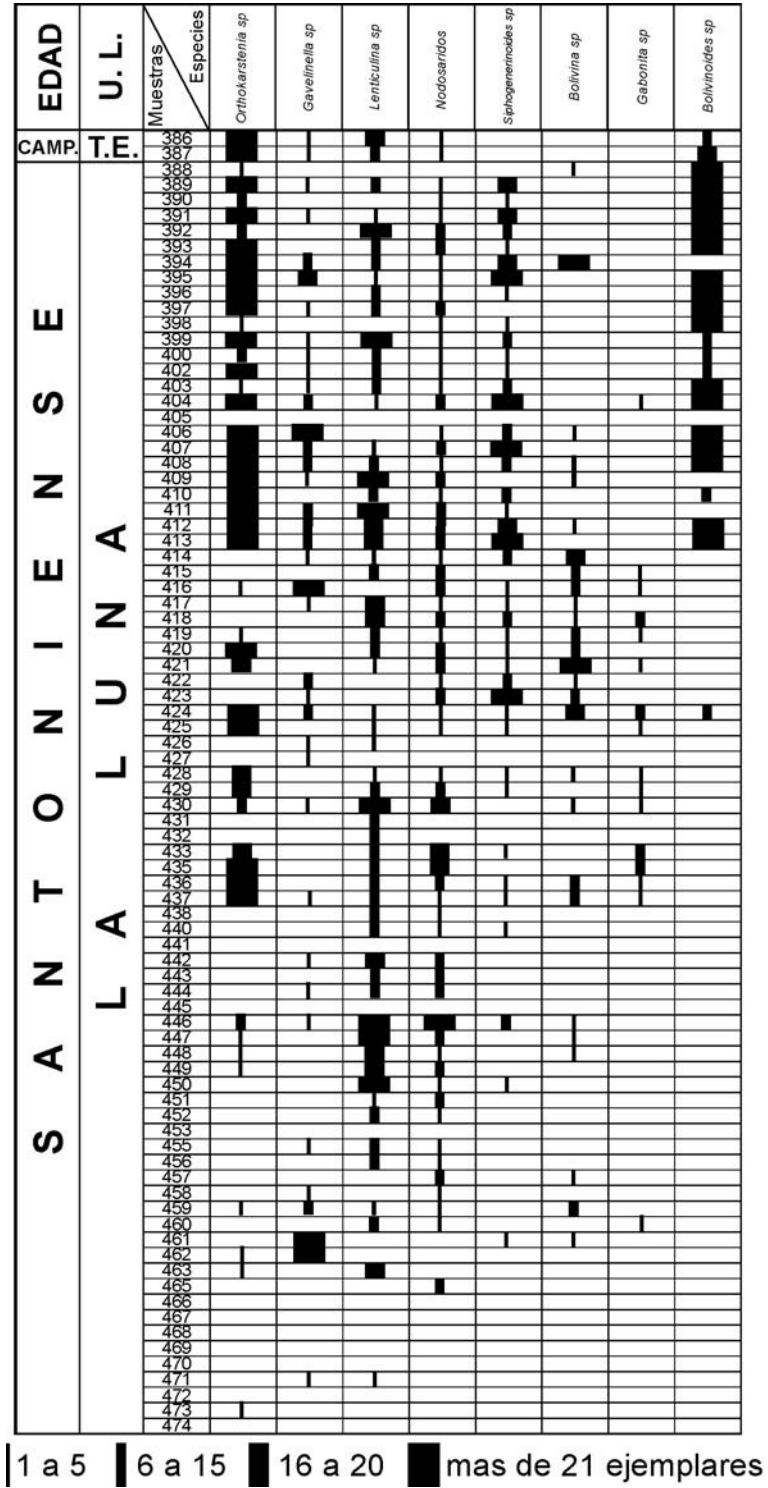
Muestras	ppm Mn (µg/g)	ppm V (µg/g)	ppm Ni (µg/g)	ppm Zn (µg/g)	ppm Ba (µg/g)	ppm P (µg/g)	ppm Si (µg/g)
432	4,35	108,41	116,29	171,04	79,16	749,91	415414,20
433	61,40	190,25	128,91	355,28	563,50	7055,92	82310,68
435	17,89	274,67	76,18	312,96	278,29	4825,84	155180,84
436	33,80	312,82	126,14	317,86	474,27	1326,94	239152,37
437	20,38	94,30	141,65	159,95	69,61	460,42	418740,16
438	46,31	123,15	67,00	116,75	261,08	458,13	76354,68
440	23,12	179,79	141,48	296,75	308,27	3382,79	193588,86
441	20,79	41,89	228,02	159,45	91,93	1133,81	363578,34
442	25,65	1155,83	277,98	1410,23	256,88	4152,34	200638,72
443	27,64	235,93	98,26	271,24	161,72	2763,56	83930,40
446	23,57	1108,32	188,52	1504,51	682,05	2231,70	205115,35
447	26,00	499,33	141,40	443,53	365,22	2832,32	185628,71
448	20,95	569,96	114,71	411,09	209,32	7864,92	174090,53
453	25,03	128,59	58,53	81,49	34,60	170,51	21113,34
455	26,90	1087,58	154,23	1256,02	153,99	3873,92	1265,64
456	15,90	585,63	91,04	486,71	369,09	885,83	188976,38
457	20,88	711,86	152,77	668,07	231,02	8400,45	250163,37
458	29,62	1232,16	161,06	930,33	211,00	34417,51	127196,90
459	51,05	940,94	189,49	539,04	366,37	1331,33	282782,78
460	33,70	443,33	306,92	268,30	398,95	912,74	270310,93
461	26,55	998,03	232,55	964,60	294,49	1179,94	198623,40
462	33,11	1256,09	206,43	1859,79	360,27	2648,49	152385,59
463	15,56	423,15	97,28	156,13	260,70	605,54	300583,66
465	55,28	132,66	68,84	88,94	50,45	1904,52	28241,21
466	16,36	747,05	181,24	878,68	116,40	6778,00	183251,47
467	77,12	836,15	308,48	828,27	993,68	2353,96	118608,40
468	26,10	429,27	142,93	460,98	158,54	2151,22	140000,00
469	63,05	1350,61	213,65	1244,95	541,40	5157,81	177430,56
470	46,38	1126,58	652,75	1917,61	196,36	1954,16	168452,12
471	31,90	519,50	988,50	307,50	106,75	4430,00	92200,00
472	27,143	400,44	152,86	179,10	72,25	3486,08	56602,13
473	29,179	1344,71	164,69	1345,20	108,90	1454,01	205736,89

Apéndice 5 Carta faunal de foraminíferos pláncnicos



menos 5 | 5 a 15 | mas de 15 ejemplares

Apéndice 6 Carta faunal de foraminíferos béticos



*Apéndice 7 Importancia de la geoquímica inorgánica en la  
determinación de los factores que controlan  
la ciclicidad en secuencias pelágicas*

La evaluación de determinados elementos mayoritarios, minoritarios y trazas ha sido utilizada por numerosos autores en la determinación de los factores que controlan la ciclicidad en secuencias sedimentarias. A continuación se presenta una síntesis de estos trabajos.

**Aportes detríticos (ciclos de dilución)**

Arthur y Dean (1991) indicaron que la fracción detrítica puede determinarse a partir de las variaciones en los siguientes elementos Si, Al, Na, K y Fe. Davis *et al.* (1999) observaron en la Formación La Luna que las concentraciones de Ti, Fe muestran una fuerte correlación con la fracción de aluminosilicatos sugiriendo una fuente detrítica, adicionalmente observaron una correlación relativamente buena entre la fracción de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el Na, K y Pb. Contenidos elevados de Ti fueron asociados con cenizas volcánicas, en estos intervalos también observaron contenidos elevados de Fe que fueron interpretados como el reflejo de la mineralización diagenética en estos horizontes. Dean y Arthur (1998) señalaron como representantes de la fracción detrítica los siguientes elementos mayoritarios, minoritarios y trazas Ti, Mg, Na, K, Ce, Li, Nd, Sc y Y en un estudio que realizaron en las calizas cretácicas de la Formación Niobrara (USA).

Bellanca *et al.*, (1999) estudiaron las lutitas negras de la cuenca Belluno (Italia) de edad Torcianiense, reportaron el grupo de Ti, K, Cr, Rb y Zr como indicadores del flujo de detritos, los mismos presentan una buena correlación con el aluminio ( Ti, K y Cr presentaron un coeficiente de correlación de 0,99; el Rb de 0,95 y el Zr de 0,96). Otros elementos que presentan una buena correlación con el aluminio son el V

( $r = 0,81$ ), Ni ( $r = 0,77$ ) y Fe ( $r = 0,71$ ), sin embargo los valores en los índices de correlación obtenidos con relación a los elementos anteriores probablemente son el resultado de la influencia de procesos biogénicos. El Mg presenta una buena correlación con el Al, sólo en aquellas muestras con valores de Mg menores a 3%, eliminando así la influencia de procesos diagenéticos.

### **Componentes marinos y productividad (ciclos de productividad)**

Fluctuaciones en el carbonato biogénico, la sílice biogénica y la materia orgánica reflejan cambios en la abundancia relativa en el fitoplancton calcáreo, de pared orgánica y zooplancton silíceo. La presencia de corrientes de surgencia periódicas parece ser el mecanismo más probable responsable de estas variaciones (Davis *et al.*, 1999). Las relaciones de P/Al, Ba/Al y Si/Al representan buenos indicadores geoquímicos de productividad (Arthur y Dean, 1991; Davis *et al.*, 1999).

Los valores elevados de Si/Al en calizas, pueden indicar productividad, pero también pueden representar cuarzo detrítico de origen eólico. La relación P/Al ha sido utilizada para indicar variaciones en la paleoproduktividad, sin embargo, la interpretación de las concentraciones de fosfato en los sedimentos es complicado debido a la existencia de otras fuentes de fósforo, como las asociadas con la asorción sobre manganeso y oxihidróxidos de hierro, y recubrimientos en foraminíferos planctónicos y otros componentes calcáreos, si la relación de P/Al incrementa a la par de la relación Mn/Al representarían procesos de absorción. El bario también ha sido señalado como indicador de paleoproduktividad, sin embargo puede ser móvil durante la diagénesis temprana en secuencias ricas en carbono orgánico, precipitando en litotipos pobres en carbono orgánico (Arthur y Dean, 1991).

Bellanca *et al.* (1999) reportaron que los valores de Ba/Rb incrementan de las lutitas a las margas vecinas, lo que puede reflejar movilización diagenética de la barita de sedimentos pobres en sulfato fuertemente anóxicos a sedimentos ricos en sulfato de

ambientes disaeróbicos. Dymond *et al.* (1992, cit en Bellanca *et al.*, 1996), utilizaron la siguiente ecuación para definir la fracción de bario biológico:

$Ba_{(bio)} = Ba_{(total)} - (Al \times 0,0075)$ , donde 0,0075 es el valor típico de Ba/Al en los detritos aluminosilicatos.

Otro indicador de condiciones de fertilidad puede encontrarse en la relación Cd/Al, debido a que los organismos consumen nutrientes y cadmio de las aguas superficiales (Bellanca *et al.*, 1996).

### **Indicadores redox (ciclos redox)**

En condiciones redox variables, las concentraciones de hierro en el sedimento original tienden a preservarse, debido a que el hierro una vez reducido es fijado en uno de los tantos minerales de hierro ferroso, como la pirita. Las concentraciones de manganeso, por otro lado, son muy variables y dependen de las condiciones redox debido a que los minerales que contienen Mn reducido son raros en las rocas y sedimentos marinos. Consecuentemente, las concentraciones de manganeso mayores de pocos cientos de ppm usualmente indican condiciones más oxidantes y presencia de una fase óxida (Arthur y Dean, 1991).

El contenido de Mn puede ser utilizado en algunas localidades en la reconstrucción e las variaciones temporales en la oxigenación de las aguas de fondo, enriquecimiento en este componente sugiere oxigenación en las aguas de fondo y retención de los óxidos de Mn en la columna de sedimentos (Davis *et al.*, 1999).

En ambientes marinos, grandes cantidades de vanadio pueden concentrarse en la materia orgánica derivada de algas, debido a que el material algal es preservado en condiciones anaeróbicas, el enriquecimiento de vanadio en los sedimentos es considerado indicativo de condiciones anóxicas (Lewan y Maynard, 1982; Breit y



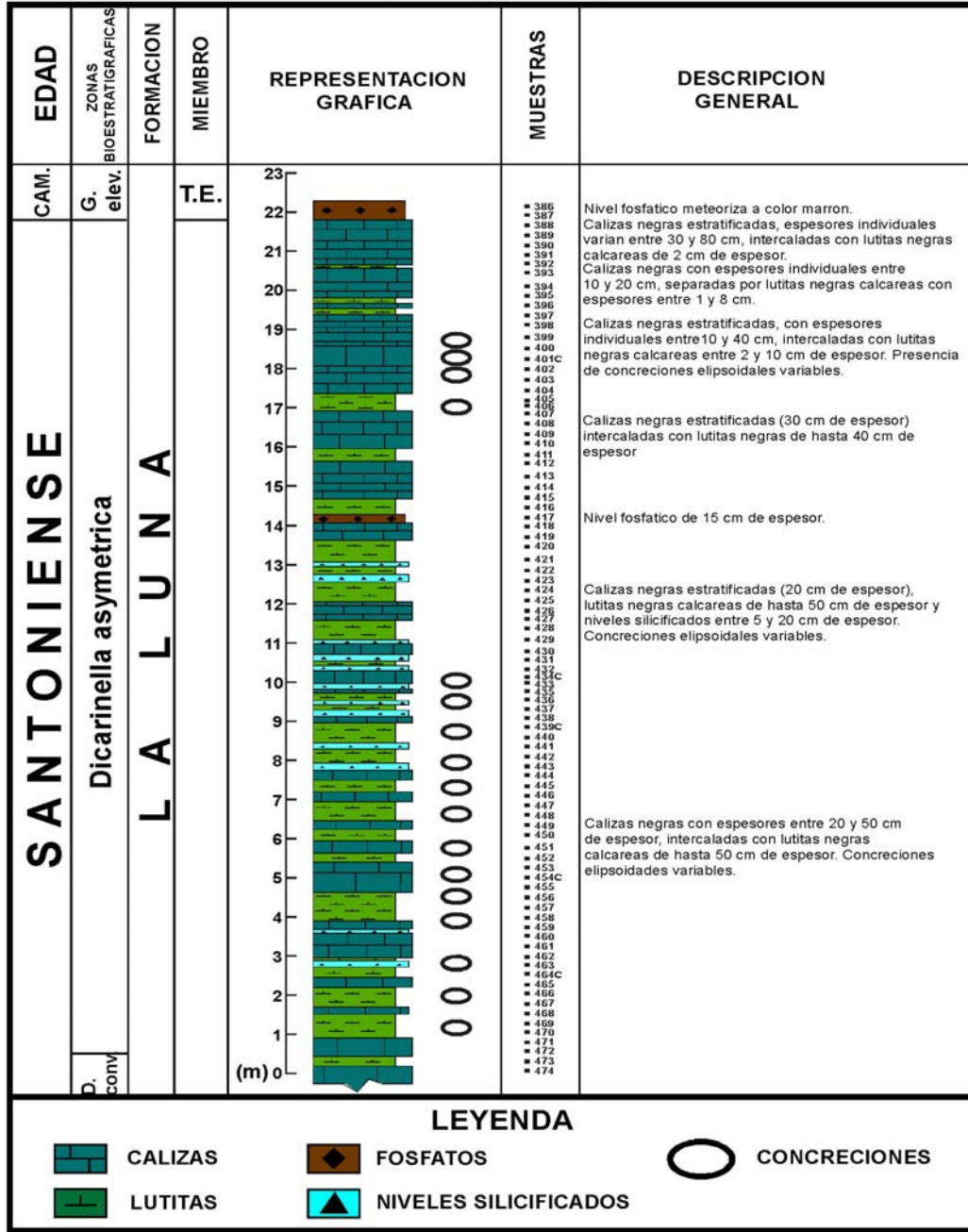
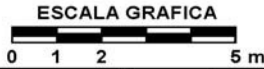
Wanty, 1991, cit. en Bellanca *et al.*, 1999). Estos autores normalizaron los valores de vanadio con rubidio, debido a que el rubidio es inerte a los procesos biogénicos.

Dean y Arthur (1998) señalaron entre los elementos traza sensitivos a las condiciones redox V, Cu, Zn, Cd y Ni.

# ANEXOS

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
 FACULTAD DE INGENIERIA  
 ESCUELA DE GEOLOGIA, MINAS Y GEOFISICA

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE CAMPO DE LA FORMACION  
 LA LUNA, SECCION DE LA QUEBRADA SAN MIGUEL,  
 ESTADO MERIDA  
 REY, OLGA



LEYENDA

