## ANÁLISIS CICLOESTRATIGRÁFICO DE LA TRANSICIÓN OLIGOCENO-MIOCENO PARA EL MARGEN CONTINENTAL DEL NOROESTE COLOMBIANO

#### JENNY PAOLA RUEDA MARTINEZ

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICOQUÍMICAS MAESTRÍA EN GEOLOGÍA ESCUELA DE GEOLOGÍA BUCARAMANGA 2010

## ANÁLISIS CICLOESTRATIGRÁFICO DE LA TRANSICIÓN OLIGOCENO-MIOCENO PARA EL MARGEN CONTINENTAL DEL NOROESTE COLOMBIANO

#### JENNY PAOLA RUEDA MARTINEZ

Tesis presentada para optar al título de: Magíster en Geología

Director

Geólogo PhD. Luis Enrique Cruz Guevara Codirector Geólogo PhD. Vladimir Torres Torres

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICOQUÍMICAS MAESTRÍA EN GEOLOGÍA ESCUELA DE GEOLOGÍA BUCARAMANGA 2010

## Dedicatoria

A MIS PADRES HERIBERTO Y ADELAIDA, SON LOS MEJORES

A MIS HERMANOS HEBERTH Y CAROLINA,

A MIS ABUELAS,

A HERNAN DARIO PORQUE SÉ QUE SIEMPRE ESTÁS AHÍ, Y PORQUE LA MAGIA NO SE

DESVANECE

A MIS COMPAÑEROS Y AMIGOS.

## Agradecimientos

A la Universidad Industrial de Santander y Ecopetrol S.A por el patrocinio en el desarrollo de este proyecto.

A Vladimir Torres Torres, por sus aportes, dedicación y por su motivación en la generación de conocimiento.

A Luis Enrique Cruz Guevara por sus enseñanzas.

A Lucas Lourens, Abel Flores y Alejandra Mejía por el tiempo dedicado y la orientación durante el desarrollo de este trabajo.

Al grupo de Bioestratigráfia de Ecopetrol ICP

A Daniel Rincón, Felipe de la Parra, Sandra Restrepo y Carolina Vargas

A Giselle Grazt, Sergio Gelvez, Olga Celis por su ayuda en el entendimiento de los programas (software, algoritmos) aplicados en este proyecto.

Al profesor Jorge Pinto por la coordinación de la maestría.

A los profesores desde los cuales tuve la oportunidad de adquirir gran conocimiento en geología, Timothy Cross, Germán Bayona, Eduardo Rossello, Juan Darío Restrepo, Brian Horton, James Kellogg, Andrés Mora.

A mis compañeros de la maestría, por todos los momentos amenos, tanto académicos como particulares.

A mis padres, hermanos, y abuelas porque son los mejores

A Hernan Dario porque sé que siempre estás ahí, y porque la magia no se desvanece.

## CONTENIDO

LISTA DE TABLAS	10
LISTA DE FIGURAS	12
RESUMEN	15
ABSTRACT	16
1. INTRODUCCIÓN	17
<ul> <li>1.1 IMPORTANCIA DE LAS SECUENCIAS CENOZOICAS PARA EL M DE COLOMBIA</li> <li>1.2 PROBLEMAS EN LOS MODELOS DE EDAD PARA EL ÁREA</li> <li>1.3 PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN</li> </ul>	VORTE 18 18 20
2 OBJETIVOS	20 <b>21</b>
<ul> <li>2.1 OBJETIVO GENERAL</li> <li>2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS</li></ul>	21 21
4. MARCO GEOLÓGICO	24
4.1 MARCO TECTÓNICO 4.2 MARCO ESTRATIGRÁFICO	24 25
5. ESTUDIOS PREVIOS DE LOS MODELOS DE EDAD PARA EL NO DE COLOMBIA	)RTE 28
6. MARCO TEÓRICO	30
<ul> <li>6.1 CICLOESTRATIGRAFÍA</li> <li>6.2 CICLOS ORBITALES (CICLOS DE MILANKOVITCH)</li> <li>6.2.1 EFECTOS CLIMÁTICOS GENERADOS POR LOS CICLOS ORBITALES</li> </ul>	30 31 34

6.2.2 EFECTOS SEDIMENTOLÓGICOS DESDE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS	35
6.3 CICLICIDAD ORBITAL REGISTRADA DESDE LOS CAMBIOS	0
37	0.
6.4 PROXY SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	41
6.5 PROXY CARBONATO DE CALCIO	43
7. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL	45
7.1 ESTIMACIÓN INICIAL DEL MODELO DE EDAD Y TASAS DE	
SEDIMENTACIÓN	45
7.2 ESTIMACIÓN DE LA DENSIDAD DE MUESTREO	47
7.3 TOMA DE DATOS	49
7.3.1 CARBONATO DE CALCIO	50
7.3.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	50
7.4 LIMPIEZA DE LOS DATOS	51
7.4.1 MÉTODO BOX-PLOT	52
7.5 ANÁLISIS ESPECTRAL	53
7.5.1 MÉTODO BLACKMAN-TUKEY (Analyseries 1.1)	55
7.5.2 MÉTODO LOMB-SCARGLE, RUIDO ROJO, (REDFIT)	56
7.5.3 MÉTODO BOOTSTRAPPING (MONTE CARLO)- CLEAN	58
7.6 TUNING O CALIBRACIÓN ORBITAL	59
7.7 FILTRADO DE FRECUENCIAS DOMINANTES (FRECUENCIAS	66
	00
	- 67
	1.07
8. RESULTADOS	70
8.1 CICLICIDAD EN EL NÚCLEO CARMEN DE BOLÍVAR	
ESTRATIGRÁFICO 4 (CB-E4)	72
8.2 CICLICIDAD EN EL NÚCLEO CARMEN DE BOLÍVAR	
ESTRATIGRÁFICO 3 (CB-E3)	95
9. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	.115

9	.1 MODELO DE EDAD CALIBRADO ORBITALMENTE PARA LA	
F	ORMACIÓN EL CARMEN	115
9	.2 VARIACIONES REGISTRADAS EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA	
F	ORMACIÓN EL CARMEN, DESDE LOS PROXIES	
С	CICLOESTRATIGRÁFICOS	118
9	.1 EVENTOS REGISTRADOS EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA	
F	ORMACIÓN EL CARMEN, ASOCIADOS A EVENTOS CLIMÁTICOS	
G	GLOBALES	121
9	.2 POTENCIAL DE LA CICLOESTRATIGRAFÍA	126
10.	CONCLUSIONES	129
11.	RECOMENDACIONES	131
12.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	132

## LISTA DE TABLAS

TABLA 1. RELACIÓN ENTRE LOS CICLOS ORBITALES DE EXCENTRICIDAD,OBLICUIDAD Y PRECESIÓN. DE ACUERDO A LOS MODELOS MATEMÁTICOS DE LASKARET AL 2004
TABLA 2. DATOS ESTADÍSTICOS PARA DETERMINAR <i>OUTLIERS</i> EN LA CURVA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN EL NÚCLEO CB-E4
TABLA 3. DATOS ESTADÍSTICOS PARA DETERMINAR <i>OUTLIERS</i> EN LA CURVA DE CARBONATO DE CALCIO EN EL NÚCLEO CB-E4
TABLA 4. RESUMEN DE LOS CICLOS (M) SIGNIFICANTES, IDENTIFICADOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL, APLICADO A LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y EL CARBONATO DE CALCIO, NÚCLEO CB-E4
TABLA 5. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD, PARA LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN EL NÚCLEO CB-E4
TABLA 6. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS ORBITALES, EXCENTRICIDAD Y OBLICUIDAD, A LOS CUALES CORRESPONDEN LOS PERIODOS EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, NÚCLEO CB-E4
TABLA 7. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD, PARA EL CARBONATO DE CALCIO EN EL NÚCLEO CB-E4
TABLA 8. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS ORBITALES, EXCENTRICIDAD Y OBLICUIDAD, A LOS CUALES CORRESPONDEN LOS PERIODOS EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD DEL CARBONATO DE CALCIO, NÚCLEO CB-E4
TABLA 9. EVENTOS DE NANOFÓSILES PARA EL NÚCLEO CB-E4
TABLA 10. NÚMERO DE CICLOS ENCONTRADOS PARA EL NÚCLEO CB-E4, DE ACUERDO A LOS RESULTADOS OBTENIDOS LUEGO DE FILTRAR LOS PERIODOS EN PROFUNDIDAD, A PARTIR DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (SM) Y EL CARBONATO DE CALCIO (CACO <sub>3</sub> )
TABLA 11. DATOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS ESPECTRAL POR VENTANAS PARA EL NÚCLEO CB-E4

TABLA 12. DATOS ESTADÍSTICOS PARA DETERMINAR <i>OUTLIERS</i> EN LA CURVA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN EL NÚCLEO CB-E3
TABLA 13. DATOS ESTADÍSTICOS PARA DETERMINAR <i>OUTLIERS</i> EN LA CURVA DE CARBONATO DE CALCIO PARA EL NÚCLEO CB-E3
TABLA 14. RESUMEN DE LOS CICLOS IDENTIFICADOS COMO CICLOS SIGNIFICATIVOS, OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL, APLICADO A LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y EL CARBONATO DE CALCIO, NÚCLEO CB-E3
TABLA 15. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD, PARA LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN EL NÚCLEO CB-E3
TABLA 16. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS ORBITALES, EXCENTRICIDAD Y OBLICUIDAD, A LOS CUALES CORRESPONDEN LOS PERIODOS EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, NÚCLEO CB-E3
TABLA 17. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD, PARA EL CARBONATO DE CALCIO EN EL NÚCLEO CB-E3
TABLA 18. RELACIÓN ENTRE LOS PERIODOS ORBITALES, EXCENTRICIDAD Y OBLICUIDAD, A LOS CUALES CORRESPONDEN LOS PERIODOS EN EL DOMINIO DE LA PROFUNDIDAD DEL CARBONATO DE CALCIO, NÚCLEO CB-E3
TABLA 19. EVENTOS DE NANOFÓSILES, NÚCLEO CB-E3 105
TABLA 20. NÚMERO DE CICLOS ENCONTRADOS PARA EL NÚCLEO CB-E3, DE ACUERDO A LOS RESULTADOS OBTENIDOS LUEGO DE FILTRAR LOS PERIODOS EN PROFUNDIDAD, A PARTIR DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (SM) Y EL CARBONATO DE CALCIO (CACO <sub>3</sub> )
TABLA 21. DATOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS ESPECTRAL POR VENTANAS PARA EL NÚCLEO CB-E3

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO, POZOS ESTRATIGRÁFICOS DEL CARMEN DE BOLÍVAR	23
FIGURA 2. BLOQUE 3D ILUSTRANDO EL MECANISMO DE DISTENSIÓN EN EL VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA Y GENERACIÓN DEL CINTURÓN PLEGADO DE SAN JACINTO	24
FIGURA 3. ESTRATIGRAFÍA DEL CINTURÓN DE SAN JACINTO Y BORDE OCCIDENTAL DEL VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA.	27
FIGURA 4. ESQUEMA DE LOS PARÁMETROS ORBITALES DE LA TIERRA	32
FIGURA 4D. MODELO ESQUEMÁTICO DE LOS CAMBIOS EN LOS PARÁMETROS ORBITALES.	33
FIGURA 5. ESQUEMA ILUSTRANDO LA COMPLEJIDAD DEL SISTEMA ATMOSFÉRICO, OCEÁNICO, SEDIMENTARIO Y BIOLÓGICO,	36
FIGURA 6. SUCESIÓN DE ACONTECIMIENTOS CÁLIDOS Y FRÍOS A LO LARGO DEL CENOZOICO (ÚLTIMOS 60 MILLONES DE AÑOS) DEDUCIDOS DE LA EVOLUCIÓN DE LA RELACIÓN DE LOS ISÓTOPOS DEL OXÍGENO EN LOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS.	ł
	39 46
FIGURA 8. CONFIGURACIÓN DE LAS SEÑALES DE ACUERDO AL INTERVALO DE MUESTREO	40
FIGURA 9. EQUIPO UTILIZADO PARA REALIZAR LAS MEDICIONES DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	51
FIGURA 10. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DEL MÉTODO DE BOX PLOT, PARA LA IDENTIFICACIÓN DE <i>OUTLIERS</i>	52
FIGURA 11. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DEL ESPECTRO DE FRECUENCIAS (PERIODOGRAMA) OBTENIDO LUEGO DE REALIZAR EL ANÁLISIS ESPECTRAL	54
FIGURA 12. DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL DE LA EXCENTRICIDAD.	61
FIGURA 13. DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL DE LA OBLICUIDAD	62
FIGURA 14. DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL DE LA PRECESIÓN	63
FIGURA 15. EJEMPLO DE FILTRADO DE FRECUENCIAS	66
FIGURA 16. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y CACO3 VS ESPESOR ESTRATIGRÁFICO, NÚCLEO CB-E4	73

FIGURA 17. ESPECTRO DE FRECUENCIAS (PERIODOGRAMA) OBTENIDO PARA LAS
E4
FIGURA 18. EVENTOS DE NANOFÓSILES, UBICADOS EN PROFUNDIDAD NÚCLEO CB- E4
FIGURA 19. FILTRADO DE LOS CICLOS IDENTIFICADOS A PARTIR DEL ANÁLISIS ESPECTRAL, NÚCLEO CB-E4. EN
FIGURA 20. MODELO DE EDAD CALIBRADO A PARTIR DEL ANÁLISIS CICLOESTRATIGRÁFICO PARA EL NÚCLEO CB-E4
FIGURA 21. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LAS VENTANAS PARA REALIZAR EL ANÁLISIS ESPECTRAL PARA EL NÚCLEO CB-E490
FIGURA 22. ANÁLISIS ESPECTRAL REALIZADO EN LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA PARA EL NÚCLEO CB-E4, POR EL MÉTODO DE VENTANAS ( <i>SLIDING WINDOW</i> )
FIGURA 23. CAMBIOS IDENTIFICADOS EN LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN DE ACUERDO A LAS VARIACIONES EN PROFUNDIDAD DEL CICLO DE 16 M (405 KA) POR EL MÉTODO DE VENTANEO ESPECTRAL, PARA EL NÚCLEO CB-E4
FIGURA 24. CAMBIOS IDENTIFICADOS EN PROFUNDIDAD EN LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN ASOCIADOS AL COMPORTAMIENTO DE LOS PROXIES Y LOS VARIACIONES LITOLÓGICAS, NÚCLEO CB-E4
FIGURA 25. SUSCEPTIBILIDAD Y CACO3 VS ESPESOR ESTRATIGRÁFICO DEL NÚCLEO CB-E3
FIGURA 26. ESPECTRO DE FRECUENCIAS (PERIODOGRAMA) OBTENIDO PARA LAS CURVAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y CARBONATO DE CALCIO, NÚCLEO CB- E3
FIGURA 27. EVENTOS DE NANOFÓSILES, UBICADOS EN PROFUNDIDAD. NÚCLEO CB- E3
FIGURA 28. FILTRADO DE LOS PERIODOS IDENTIFICADOS A PARTIR DEL ANÁLISIS ESPECTRAL, NÚCLEO CB-E3
FIGURA 29. MODELO DE EDAD CALIBRADO A PARTIR DEL ANÁLISIS CICLOESTRATIGRÁFICO PARA EL NÚCLEO CB-E3
FIGURA 30. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LAS VENTANAS PARA REALIZAR EL ANÁLISIS ESPECTRAL, PARA EL NÚCLEO CB-E3
FIGURA 31. ANÁLISIS ESPECTRAL REALIZADO EN LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA POR EL MÉTODO DE VENTANAS

FIGURA 32. CAMBIOS IDENTIFICADOS EN PROFUNDIDAD EN LAS TASAS DE
SEDIMENTACIÓN PARA EL NÚCLEO CB-E3 113
FIGURA 33. CAMBIOS IDENTIFICADOS EN LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN
ASOCIADOS AL COMPORTAMIENTO DE LOS PROXIES Y LOS CAMBIOS LITOLÓGICOS,
EN PROFUNDIDAD, NÚCLEO CB-E3
FIGURA 34. MODELO DE EDAD CALIBRADO A PARTIR DEL ANÁLISIS
CICLOESTRATIGRÁFICO PARA LOS NÚCLEOS CB-E4 Y CB-E3 117
FIGURA 35. CAMBIOS REGISTRADOS EN EL APORTE DE TERRÍGENOS, DESDE LOS
PROXIES CICLOESTRATIGRÁFICOS
FIGURA 36. VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR, DE TERCER ORDEN, SECUENCIAS
ASOCIADAS Y SYSTEM TRACT, SUPERIMPUESTAS POR OSCILACIONES DE CORTOS
PERIODOS, TIPO MILANKOVITCH
FIGURA 37. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS PARA EL NÚCLEO CB-E4 124
FIGURA 38. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS PARA EL NÚCLEO CB-E3 125

#### RESUMEN

#### TÍTULO

ANÁLISIS CICLOESTRATIGRÁFICO DE LA TRANSICIÓN OLIGOCENO-MIOCENO PARA EL MARGEN CONTINENTAL DEL NOROESTE COLOMBIANO\*

#### AUTOR

JENNY PAOLA RUEDA MARTÍNEZ\*\*

#### PALABRAS CLAVES

CICLOESTRATIGRAFÍA, CICLOS DE MILANKOVITCH, ANÁLISIS ESPECTRAL, FORMACIÓN EL CARMEN, TRANSICIÓN OLIGOCENO-MIOCENO, SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, CARBONATO DE CALCIO.

#### DESCRIPCIÓN

La sedimentación del Oligoceno y Mioceno temprano, para el Margen Continental del Noroeste de Colombia, estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales, esto se infiere luego de realizar análisis espectral sobre los proxies de susceptibilidad magnética y carbonato de calcio en la Formación El Carmen. Se identificaron ciclos de 84, 25, 16, 4.7m de espesor; estos corresponden con los periodos orbitales (Ciclos de Milankovitch) de excentricidad de 2400, 700, 400 y 131 ka respectivamente. Estos ciclos se corroboraron con los datums bioestratigráficos (nanofósiles), para los pozos Carmen de Bolívar Estratigráfico 4 (CB-E4) y Estratigráfico 3 (CB-E3). Se estima a partir del análisis cicloestratigráfico que la sedimentación del pozo CB-E4 se dio en el periodo de 22.84 a 15.84 Ma ±300ka (Mioceno temprano a medio). Respecto a la transición Oligoceno- Mioceno, se identifica en la parte más basal de este núcleo. El CB-E3, corresponde con el intervalo de 25.31 a 33.01 Ma, ±300ka (Oligoceno temprano-tardío).

Los ciclos orbitales de excentricidad en el Oligoceno y Mioceno temprano, para el margen continental del noroeste de Colombia, influyeron en el clima, la meteorización y la disponibilidad de sedimento. A partir de la susceptibilidad magnética se registraron los cambios en la entrada de terrígenos hacia la cuenca, los cuales se caracterizaron por ser estables, con unas tasas de sedimentación que tienden a mantenerse constantes, en promedio de 0.041 m/ka.

Estos eventos cíclicos encontrados para la Formación El Carmen, se relacionan con eventos climáticos y eustáticos globales. Globalmente para el Oligoceno- Mioceno se registran glaciaciones las cuales influyeron en el comportamiento del nivel relativo del mar. Para la Formación El Carmen se identificó que en estos episodios glaciares, se registraron máximos en la susceptibilidad magnética, por lo que se sugiere que los ciclos orbitales encontrados en el margen continental estén marcando cambios glacioeustáticos.

<sup>\*</sup> Tesis de Maestría

<sup>\*\*</sup> Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Luis Enrique Cruz Guevara. Codirector: Vladimir Torres Torres.

#### ABSTRACT

#### TITLE

CYCLOSTRATIGRAPHIC ANALYSIS OF THE OLIGOCENE-MIOCENE TRANSITION FOR THE CONTINENTAL MARGIN OF THE NORTHWEST OF COLOMBIA\*

#### AUTHOR

JENNY PAOLA RUEDA MARTÍNEZ\*\*

#### KEY WORDS

CYCLOSTRATIGRAPHY, MILANKOVITCH CYCLES, SPECTRAL ANALYSIS, EL CARMEN FORMATION, OLIGOCENE-MIOCENE TRANSITION, MAGNETIC SUSCEPTIBILITY, CALCIUM CARBONATE.

#### DESCRIPTIÓN

The sedimentation of the early Oligocene and Miocene to the Continental Margin of Northwest of Colombia, was controlled by orbital cyclical events, this is inferred after performing spectral analysis on the proxies of magnetic susceptibility and calcium carbonate in the El Carmen Formation. Were identified cycles of 84, 25, 16, 4.7m thick, and these correspond to the orbital periods (Milankovitch cycles) eccentricity of 2400, 700, 400 and 131 ka respectively. These cycles were corroborated with the biostratigraphic datums (nannofossils) for wells Carmen de Bolívar Stratigraphic 4 (CB-E4) and Stratigraphic 3 (CB-E3). From cyclostratigraphic analysis, was estimated that the sedimentation of well CB-E4 was in the period from 22.84 to 15.84 Ma± 300ka (Early-Middle Miocene). The Oligocene-Miocene transition, was identified in the basal part of this core. The CB-E3 corresponds to the interval from 25.31 to 33.01 Ma± 300ka (early-late Oligocene).

The orbital eccentricity cycles in the Oligocene and early Miocene to the continental margin of northwestern of Colombia, influenced the climate, weathering and sediment availability. From the magnetic susceptibility were identified changes in terrigenous input into the basin, which were characterized as stable, where sedimentation rates tend to remain constant, averaging 0.041 m / ka.

These cyclical events identify in the Carmen Formation, are related to weather and eustatic events global. Globally for the Oligocene-Miocene are recorded glaciations which influenced the behavior of the relative sea level. For the El Carmen Formation was identified in these glacial episodes maximum magnetic susceptibility, so it is suggested that the orbital cycles found in the continental margin are marked changes glacioeustatic.

<sup>\*</sup>Master Thesis

<sup>\*\*</sup>Faculty of Physical-Chemical Engineering. Geology Department. Director: Luis Enrique Cruz Guevara. Codirector: Vladimir Torres Torres.

#### 1. INTRODUCCIÓN

La ciclicidad registrada en las secuencias sedimentarias representa un aspecto muy importante en las investigaciones geológicas, ya que, a partir del estudio de estos registros se ha encontrado que la ocurrencia de los cambios periódicos que se evidencian en los sedimentos, son una posible respuesta a mecanismos externos. Los ciclos de Milankovitch, eventos que están ligados con los cambios en la órbita de la tierra y la inclinación de su eje y por ende a los cambios en la radiación solar recibida por la tierra, han sido de particular interés en geología en los años recientes (Fischer, 1986; Fischer *et al.*, 1990; Fischer y Bottjer, 1991; Boer y Smith, 1994; House, 1995). Éstos han demostrado ser los responsables de producir variaciones rítmicas en la composición de sedimentos en diferentes ambientes depositacionales.

Los eventos cíclicos (los cuales se abordan desde la disciplina de la "cicloestratigrafía"), han afectado el comportamiento climático y paleoceanográfico ocurrido a través del tiempo, y por lo tanto han tenido incidencia en la depositación de los sedimentos a nivel global. Esto se deduce luego de encontrar evidencia de dichos eventos en el registro sedimentológico desde el Mesozoico hasta el reciente (Hinnov y Ogg, 2008).

Para el Oligoceno y Mioceno algunos autores han investigado varias secciones a nivel global (Shackleton *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 1997, 2001; entre otros), en donde han demostrado que los principales ciclos que rigen este periodo son los de oblicuidad (41ka) y excentricidad (400ka) (Zachos *et al.*, 2001). Al demostrarse que la influencia de los ciclos de Milankovitch en la depositación es global, se parte del supuesto de que éstos también afectaron la sedimentación del Oligoceno y Mioceno en el Caribe Colombiano y, por lo tanto, se podrían identificar y usar posteriormente para la calibración astronómica de los modelos de edad para el margen continental del noroeste de Colombia.

Este trabajo pretende estudiar la ciclicidad presente en la Formación El Carmen y analizar su relación con mecanismos orbitales, a partir de los cuales se realizará la calibración astrocronológica de los modelos de edad estimados para el área, produciendo desde el complemento de estas herramientas un modelo de edad más resolutivo y de mayor precisión.

Pero, ¿por qué se requiere calibrar desde la cicloestratigrafía los modelos de edad que se tienen para el margen continental del noroeste de Colombia?

Para abordar esta pregunta se debe tener conocimiento de cuál es la importancia de las secuencias Cenozoicas para el norte de Colombia y además cuáles son los problemas que han presentado los modelos de edad para el área, de manera que se evidencie y justifique el uso de la herramienta de la cicloestratigrafía.

# 1.1 IMPORTANCIA DE LAS SECUENCIAS CENOZOICAS PARA EL NORTE DE COLOMBIA

En la exploración de hidrocarburos para el norte de Colombia, se han descubierto acumulaciones comerciales en los intervalos Oligoceno y Mioceno (p.e. campos de Cicuco, El Difícil, Guepaje), en la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena (VIM) y Cinturón Plegado de San Jacinto (CPSJ) (Casanova y Hernández, 2006), así como en las cuencas del Sinú y la Guajira, evidenciándose por lo tanto, la existencia de un sistema petrolífero en esta área. Para el Caribe Costa afuera los datos oficiales estiman un potencial de hidrocarburos (reservas no riesgadas) en 35 TCF y 3 BBO en aguas profundas del Caribe colombiano, en estratos Miocenos (principal roca reservorio y sello), y también importantes reservas en estratos Oligocenos y/o Eocenos (Olaya y Ramírez, 2003), demostrando la importancia de identificar la transición Oligoceno-Mioceno como posible límite estratigráfico y superficie de correlación para amarrar las secuencias estratigráficas del sistema petrolífero para el norte de Colombia.

#### 1.2 PROBLEMAS EN LOS MODELOS DE EDAD PARA EL ÁREA

Los modelos de edad actuales para el Cenozoico del norte de Colombia se basan en datos bioestratigráficos los cuales presentan algunas ambigüedades, entre las cuales se encuentran:

(1) La calibración geocronológica de eventos bioestratigráficos es discreta. Los modelos de edad que se utilizan para asignar edades a las reflexiones sísmicas se basan en edades relativas tomadas del margen continental colombiano, las cuales no cuentan con una calibración temporal propia para el área sureste del Caribe. (2) Las secciones a partir de las cuales se realizan estos modelos de edad, algunas están

fragmentadas e incompletas (pocas muestras, bajo recobro, intervalos estériles), (Torres *et al.*, 2008) y por último, (3) aún cuando se emplean varios grupos fósiles en algunas ocasiones se encuentran discrepancias de edad entre los datums bioestratigráficos.

Como un caso aplicado, recientemente en la búsqueda de esta transición Oligoceno-Mioceno, se visitó la sección estratigráfica (afloramiento) Arroyo Alférez que hace parte del área del Carmen de Bolívar. Las muestras colectadas se analizaron para varios grupos de microfósiles (foraminíferos (Duque Caro., 2006), dinoflagelados (Garzón, 2007) y nanofósiles (Mejía, 2008)), encontrándose diferentes alturas estratigráficas para la transición Oligoceno-Mioceno.

Otro caso aplicado, esta vez para el área offshore del Caribe Colombiano, TEXACO (Shaughnessy y Wach 2000) adelantó un trabajo regional de estratigrafía de secuencias en el cual se documenta el amarre entre la sísmica y los datos bioestratigráficos de Duque- Caro y Reyes (1999), ilustrando los problemas de amarre entre ambas herramientas. Shaughnessy y Wach (2000) anotan que las zonas bentónicas pueden correlacionarse y ser isócronas sobre el rumbo, pero ellas tienden a ser diácronas en la dirección del buzamiento. Este estudio concluye que se hace necesaria una reinterpretación y la generación de un modelo de edad calibrado geocronológicamente para el área, para precisar la estratigrafía del offshore.

Por lo anterior se infiere que se hace necesario el uso de una herramienta no paleontológica que permita calibrar y robustecer los modelos de edad para el norte de Colombia pasando de esa manera de edades relativas a edades absolutas, no sin antes hacer una bioestratigrafía en detalle.

Para esto se propone trabajar con cicloestratigrafía de alta resolución, a partir de los parámetros de susceptibilidad magnética y carbonato de Calcio, en donde se identifique si la sedimentación del Oligoceno - Mioceno para el margen continental del noroeste de Colombia, estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales, y a partir de dichos eventos, sea posible calibrar astrocronológicamente la transición Oligoceno-Mioceno.

#### 1.3 PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN

¿Hay ciclicidad que corresponda a eventos orbitales en las sedimentitas acumuladas alrededor de la transición Oligoceno-Mioceno en el Margen Continental del Noroeste Colombiano?

#### 1.4 HIPOTESIS DE INVESTIGACIÓN

"La sedimentación de la transición Oligoceno-Mioceno, para el Margen Continental del Noroeste Colombiano, estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales"

#### Hipótesis Nula

"La sedimentación de la transición Oligoceno-Mioceno, para el Margen Continental del Noroeste Colombiano, estuvo controlada por eventos autocíclicos"

#### 2. OBJETIVOS

#### 2.1 OBJETIVO GENERAL

Establecer si hay ciclicidad en las sedimentitas acumuladas alrededor de la transición Oligoceno-Mioceno en el Margen Continental del Noroeste Colombiano, a partir de las herramientas de intensidad magnética, geoquímica y bioestratigrafía.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- > Determinar ciclicidad y periodicidad en la sedimentación del intervalo estudiado.
- Evaluar la ciclicidad en las sedimentitas del intervalo estudiado para identificar si corresponde a ciclicidad orbital o a eventos autocíclicos, a partir del análisis de series de tiempo.
- Analizar los datos de Carbonato de Calcio y Susceptibilidad Magnética de la Formación El Carmen, del área del Carmen de Bolívar, estableciendo qué procesos sedimentológicos ocurrieron en este intervalo.

#### 3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Esta investigación se enfocó en los pozos estratigráficos del área del Carmen de Bolívar (Figura 1); ubicados en el margen continental del noroeste de Colombia. En total se recolectaron 4 núcleos estratigráficos. Esta sección compuesta tiene un espesor aproximado de mil metros, de acuerdo con los análisis bioestratigráficos preliminares (Torres *et al.*, 2007) y abarca el intervalo Oligoceno temprano – Mioceno temprano. El objetivo de Ecopetrol al perforar estos núcleos fue el de colectar una sección de referencia para el Oligoceno y Mioceno temprano en facies profundas donde se pudiera tener un registro micropaleontológico de los principales eventos (Fiorini, 2008), definiendo así los ambientes de depósito y los cambios paleoambientales durante este intervalo de tiempo.

En total se perforaron 4 pozos, pero el análisis cicloestratigráfico se aplicó al pozo Carmen de Bolívar Estratigráfico 4 (CB-E4) y al pozo Carmen de Bolívar Estratigráfico 3 (CB-E3), ya que, según los datos bioestratigráficos en éstos se registra la transición Oligoceno-Mioceno (Torres *et al.*, 2007).

Del pozo CB-E3, se recuperaron 301 m de lodolitas con algunas intercalaciones de arenita hacia el tope, y en el pozo CB-E4, se recuperaron 269 m de lodolitas principalmente. (Torres *et al.*, 2007). Para más detalle sobre los métodos de extracción, descripción de los núcleos y ensamblaje de la sección compuesta, referirse a Torres *et al.* (2007).

Las coordenadas geográficas de los núcleos estratigráficos:

CB-E4:	N 9°42,961"	W 75°06,743"
CB-E3:	N 9°43,449"	W75°07,110"



- 1. Cuenca de San Jorge2. Cuenca de Plato3. Cuenca de la Baja Guajira45. Cuenca del Sinú Onshore 6. Cuenca del Sinú Offshore 7. Cinturón de San Jacinto8
- 9. Sierra nevada de Santa Marta 10. Cordillera Central 11. Serranía de San Lucas
- 4. Cuenca de la Alta Guajira
   8. Arco de Magangué
   12. Cordillera Oriental

#### 4. MARCO GEOLÓGICO

#### 4.1 MARCO TECTÓNICO

El área del Carmen de Bolívar se encuentra en el margen continental del Caribe Colombiano, en el borde Occidental de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena y el límite Oriental del Cinturón Plegado de San Jacinto (Figura 1). La evolución geológica de estas provincias geológicas está relacionada con la interacción de las placas tectónicas de Nazca, Caribe, Sur América y Panamá (Casanova *y* Hernández, 2006; Kellogg *et al.*, 2005). El movimiento relativo de la Placa del Caribe, ha podido generar rotación y translación generando cuencas y bloques tectónicos levantados hasta su posición actual en el norte de Colombia (Hernández *et al.*, 2001). El fallamiento y deformación que haya acomodado la rotación y translación anterior, pueden determinar el potencial de la prospectividad, expresado en el tamaño y tipo de estructuras que se hayan podido formar durante tal evolución (Hernández y Guerrero, 2006).



Figura 2. Bloque 3D ilustrando el mecanismo de distensión en el Valle Inferior del Magdalena y generación del Cinturón Plegado de San Jacinto. Tomado de Hernández y Guerrero (2006).

En la Figura 2, se puede observar un bloque 3D ilustrando el mecanismo de distensión en el Valle Inferior del Magdalena y la formación del Cinturón Plegado de San Jacinto (Hernández y Guerrero, 2006), la interacción entre el sistema de fallas Romeral, dextral y la falla Santa Marta Bucaramanga, senestral, genera las cuencas Plato y San Jorge (Valle Inferior del Magdalena) y la faja plegada de San Jacinto (Hernández y Guerrero, 2006)

#### 4.2 MARCO ESTRATIGRÁFICO

La estratigrafía de la región comprende las unidades litológicas del Paleógeno y Neógeno, Formaciones Chengue, San Jacinto, El Carmen, Rancho, entre otras; la nomenclatura estratigráfica utilizada por diversos autores para el Borde Occidental del Cinturón de San Jacinto y algunas zonas del Valle Inferior del Magdalena se ilustra en la Figura 3. Las muestras a analizar provienen de la Formación El Carmen.

#### Estratigrafía de la Formación El Carmen

Según Duque-Caro *et al.* (1996), su nombre se menciona por primera vez en un informe interno de la *Texas Petroleum Company* de Notestein (1929), para referirse a un paquete de lodolitas que aflora en el Carmen de Bolívar. Es común que se le asigne el nombre de Formación Carmen, pero de acuerdo con el léxico estratigráfico (Porta, 1974), se definió como Formación El Carmen debido a que aflora en las cercanías de la población de El Carmen de Bolívar por lo que se recomienda conservar el artículo.

Según Guzmán *et al.* (2004), la Formación El Carmen está constituida por arcillolitas color gris oscuro a medio, bioperturbadas; en algunos niveles presentan una gran abundancia de foraminíferos planctónicos, abundantes venas de yeso y azufre. Hacia la base se encuentran dos niveles de arenitas líticas calcáreas glauconíticas denominadas como Miembro Arenisca del Oso y Miembro Nepomuceno, el espesor promedio medido para la Formación El Carmen es de 586 m. La edad asignada es Oligoceno temprano–Mioceno temprano. La sucesión de sedimentos que conforman a la Formación El Carmen no es completa en todas partes.

Según Duque-Caro *et al.* (1996), los límites inferior y superior de la Formación El Carmen son inconformes (Figura 3). La Formación El Carmen se correlaciona con la

Formación Ciénaga de Oro del área de Planeta Rica y posiblemente con las formaciones Arjona, Maralú, Manantial, Campano y Pavo inferior del Cinturón del Sinú.

En cuanto al ambiente de depósito según Duque-Caro *et al.*, (1996) de acuerdo a lo observado en la Plancha 38 Carmen de Bolívar para la Formación Carmen, se trata de una sedimentación en una cuenca interna de margen restringida, relativamente anóxica, con aportes de sedimentos terrígenos, tamaño Arenisca fina, limo, lodo y precipitación de carbonatos, con invasión ocasional de organismos que producen bioturbación, lo cual indica un área bordeada por zonas de pendientes no muy desarrolladas, sedimentación continua; La microfauna señalaría una zona batial media inferior a superior con una profundidad no mayor a 900 m, (*Melonis pompilioides, Gyroidina soldanii, G. Multicostata, Cibicides floridanus, Bulimina corrugata y Siphogenerina multicostata*).

Fiorini (2008), realiza un estudio en los pozos estratigráficos del Carmen de Bolívar CB-E4 y CB-E3, (objetivo de esta investigación), en donde a partir de las muestras de foraminíferos bentónicos realizó la interpretación paleoambiental de dichas sedimentitas. Encuentra asociaciones faunísticas, desde las cuales infiere que la asociación que denomina asociación A3 se encuentra en sedimentos finos y es caracterizada por una abundancia muy alta de foraminíferos (a excepción de aquellas muestras con evidencia de disolución y piritización). La asociación es dominada por foraminíferos planctónicos (75-95%). Entre los foraminíferos bentónicos dominan las formas calcáreas epifaunales (géneros *Cibicidoides, Oridorsalis, Gyroidinoides*) e infaunales (géneros *Uvigerina, Bulimina, Siphonodosaria, Bolivina*). Entre los foraminíferos aglutinados predominan los géneros *Rhizammina* y *Rhabdammina*.

Esta asociación A3 es indicativa de ambiente marino batial superior con bajos aportes de sedimento (altas abundancias de foraminíferos) y con media - baja oxigenación del fondo, tal y como lo demuestra la co-ocurrencia de foraminíferos infaunales y epifaunales. De acuerdo a Fiorini (2008) la asociación A3 caracteriza principalmente el pozo Estratigráfico CB-E3, y el pozo Estratigráfico CB-E4, y es característica de un ambiente de talud con aporte considerable de nutrientes y tasas bajas de sedimentación.



Figura 3. Estratigrafía del Cinturón de San Jacinto y Borde Occidental del Valle Inferior del Magdalena. Tomado de Guzmán (2003).

## 5. ESTUDIOS PREVIOS DE LOS MODELOS DE EDAD PARA EL NORTE DE COLOMBIA

Según Porta (1974), tres han sido las secciones que más se han estudiado en el norte de Colombia. La sección de los alrededores de Toluviejo-Corozal estudiada por Beck (1921) y Werenfels (1926). La sección de Cerro Cansona-Zambrano, más conocida como sección de El Carmen-Zambrano, cuya estratigrafía fue dada a conocer, aunque de una manera parcial y muy general, por Anderson (1926, 1927b, 1928) y posteriormente por Chenevart (1963). La sección de Tubará cuya estratigrafía y nomenclatura fue desarrollada por Anderson (1926, 1927b y sobre todo en 1929). Posteriormente fue completada parcialmente por Bürgl *et al.*, (1955) desde un ángulo estratigráfico y paleontológico.

La primera biozonación aparecida corresponde a Petters y Sarmiento (1956) y está basada sobre la sección de El Carmen-Zambrano en foraminíferos bentónicos, que desde entonces se ha convertido en la sección más clásica y más completa del Terciario de Colombia. La zonación cubre desde la parte alta del Eoceno superior hasta el Mioceno medio, con un espesor aproximado de unos 5385 m. Según la cronoestratigrafía original de Petters y Sarmiento (1956) el mayor espesor correspondería al Oligoceno con 3370 m y el Mioceno representaba el resto.

Esta zonación fue seguida por otras basadas en foraminíferos planctónicos (Bürgl 1965; Porta, 1962 b, Eames *et al.*, 1962; Stone, 1968; Duque Caro 1968). Más recientemente, estudios extensivos de los depósitos terciarios del Norte de Colombia han sido realizados por Duque Caro (1968, 1971, 1972, 1973, 1975, 1990 y 1991).

La posición del límite Oligoceno-Mioceno se sitúa dentro de la zona de *Globorotalia kugleri* según las edades de Blow (1969). En la sección de El Carmen-Zambrano el Oligoceno tendría un espesor de unos 1260 m. El límite Mioceno inferior-Mioceno medio correspondería a la Zona de *Globigerinatella insueta* según las edades establecidas por Blow (1969).

En cuanto a la continuidad de la sección Eames *et al.* 1962, fueron los primeros que plantearon la ausencia del Oligoceno en la región del Caribe. En los estudios realizados Bürgl (1961 a, 1965), se reporta la existencia de una erosión o un hiato en

la sucesión, aunque de una manera más ambigua ya que menciona que el reconocimiento de ciertas Zonas se dificulta en alto grado por el gran número de foraminíferos redepositados.

Stainforth (1965), recoge también esta idea en relación con los datos suministrados sobre la sección de El Carmen-Zambrano, en efecto, faltan las formas diagnósticas de la Zona de *G. ciperoensis* y se sugiere que se encuentran resedimentadas en la base de la Zona de *C. dissimiles*, esto indicaría efectivamente una erosión. De acuerdo a Porta (1974), en resumen se presentan por lo tanto dos formulaciones, mientras Petters y Sarmiento (1956), Porta (1962), Stone (1968) y Duque (1968) encuentran una zonación continua, Bürgl (1961, 1965) aboga en favor de una erosión.

Este faltante de tiempo es documentado por Stainforth (1965) y Burgl (1965), en Perú, Ecuador, Venezuela y Trinidad donde se plantea una inconformidad regional para el Oligoceno más tardío – Mioceno más temprano asociado a un periodo regional de levantamiento y erosión.

En el Norte de Colombia, Duque-Caro (1972a, 1972b, 1973), encuentra indicios de esta inconformidad en la sección de Carmen – Zambrano y Subcuenca de San Jorge (VIM). Aunque los indicios del posible hiato, parecen ser claros para este intervalo, es importante destacar que en otras secciones del Norte de Colombia como el Arroyo Salvador se ha encontrado más completa la sucesión, esto con base a las zonas de foraminíferos identificadas (Duque Caro, en Torres *et al.*, 2008).

#### 6. MARCO TEÓRICO

#### 6.1 CICLOESTRATIGRAFÍA

El matemático Francés Joseph Adhemar en el año 1842 propuso que existen perturbaciones en la tierra, que son cíclicas y que están causadas por la posición de la tierra con respecto al sol, que están directamente asociadas a glaciaciones y de-glaciaciones. Esta propuesta no tuvo acogida; posteriormente el geólogo escocés James Croll en 1897, trabaja en esta propuesta pero no logra la atención de la comunidad científica. Milutin Milankovich, astrofísico serbio (1879-1958) calculó la radiación solar recibida por la Tierra de acuerdo con las estaciones y la latitud, y su influencia sobre la expansión y la retracción de los hielos. Milankovitch calculó las variaciones temporales de la excentricidad, la oblicuidad y la precesión.

Por más de 50 años, la teoría de Milankovich fue ignorada. Hay *et al.*, (1976), examinaron sedimentos de aguas profundas y encontraron que aplicando esta teoría se podía reflejar los cambios climáticos ocurridos. En este trabajo los autores estuvieron en capacidad de extraer el registro de cambios de temperaturas de los últimos 450.000 años, encontrando las mayores variaciones climáticas asociadas con cambios en la geometría (excentricidad, oblicuidad y precesión) de la órbita de la tierra.

A partir de esto se dio auge a la cicloestratigrafía, la cual es la disciplina de la estratigrafía que "relaciona la identificación, caracterización, correlación e interpretación de variaciones cíclicas en el registro estratigráfico y en particular tiene una aplicación en Geocronología con el objetivo de mejorar la precisión y resolución en la estructura del tiempo estratigráfico" (Hilgen *et al.*, 2004).

Aunque los procesos cíclicos o periódicos cubren un amplio rango desde ciclos mareales hasta movimiento de las placas tectónicas con recurrencia de cientos de millones de años, los ciclos más comúnmente usados en cicloestratigrafía son aquellos causados por las perturbaciones en la órbita de la tierra y en la inclinación de su eje (excentricidad, oblicuidad y precesión; ciclos de Milankovitch), las cuales son causadas por la interacción gravitacional de la tierra con el sol, la luna y los otros planetas del sistema solar (Strasser *et al.*, 2006). Estos son el tipo más común de

forzamiento astronómico (forzamiento externo) registrado en sedimentos y rocas sedimentarias.

#### 6.2 CICLOS ORBITALES (Ciclos de Milankovitch)

La **excentricidad** de la órbita de la tierra (e): Es la forma de la órbita alrededor del sol, la cual oscila entre una configuración cercanamente circular a más elípticas, este parámetro define la desviación de la órbita de la tierra alrededor del sol, respecto a un círculo, se calcula mediante el cociente entre la distancia del centro a uno de los focos (c) y el semieje mayor de la elipse (a) e=c/a. Una órbita más excéntrica presenta valores próximos a 1, mientras que una órbita circular presenta valores e=0 (Figura 4a-4d). Los ciclos de excentricidad se producen aproximadamente cada 100 y 400 Ka con un ciclo mayor de 2400 ka. Según el último modelo matemático que describe los eventos orbitales (Laskar *et al.*, 2004) la periodicidad de los ciclos de excentricidad es de 95, 99, 124, 131, 405, 700 y 2400 ka. Cuando la órbita es más excéntrica, la radiación solar que recibe la Tierra es mayor en el perihelio (entre un 20% a 30%) que en el afelio (cuando la Tierra está más alejada del sol; Maslin *et al.*, 2001).

La **oblicuidad** ( $\epsilon$ ) es la inclinación del eje de rotación de la tierra respecto al plano de la eclíptica (plano que contiene la órbita elíptica alrededor del sol; Figura 4b). En la actualidad toma un valor de 23.44°, oscila entre 21.8° y 24.4° y tiene una periodicidad próxima a los 41 Ka. Según el modelo matemático (Laskar *et al.*, 2004) la periodicidad de los ciclos de oblicuidad es de 29, 41 y 54 ka. La oblicuidad es la responsable de la estacionalidad del clima terrestre y la variación que experimenta tiene su mayor impacto sobre la insolación de las regiones polares (Schwarzacher, 1993). Una inclinación fuerte favorecería el deshielo veraniego de los grandes mantos de hielo.

El eje rotacional de la Tierra describe un círculo alrededor de la vertical sobre la eclíptica, y esto es lo que se conoce como la **precesión** de los equinoccios (Figura 4c-4d), la cual puede asemejarse a los giros de un trompo alrededor de la vertical. La precesión se produce por el momento de fuerza ejercido por la atracción gravitatoria combinada de los objetos que forman el sistema solar.



Figura 4. Esquema de los Parámetros orbitales de la tierra. a) Variación de la excentricidad de la Tierra, desde una órbita más excéntrica una menos excéntrica. b) Oblicuidad (inclinación del eje de la Tierra) 24.5 y 22.5° representan los valores máximo y mínimo de variación. c) Precesión de la Tierra en la actualidad y en 11 Ka aproximadamente. Modificado de López G. 2008 y http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/.

La precesión tiene dos componentes, la precesión axial y la precesión elíptica. La precesión axial ocurre debido al torque (momento de fuerza) establecido entre sol y los planetas en el área ecuatorial, causando la rotación del eje. La precesión elíptica ocurre cuando la órbita elíptica cambia y con ella la fecha del perihelio. La combinación de estos parámetros da lugar a ciclicidades de 19-23 Ka. La unidad de estos dos componentes hace que el perihelio coincida con la estación de verano en cada hemisferio aproximadamente cada 21.7 Ka, dando lugar a la precesión de los equinoccios (Maslin *et al.*, 2001).



Figura 4d. Modelo esquemático de los cambios en los parámetros orbitales. La excentricidad (e) está definida como e=c/a, donde a es el semieje mayor y c es la distancia entre el foco y el centro de la elipse. El semieje menor b está definido por el teorema de Pitágoras ( $a^2=b^2+c^2$ ). El valor de la excentricidad actual es e=0.0167, indicando que la órbita actual de la Tierra es muy cercana a la forma circular. El ángulo actual de la oblicuidad es ɛ=23.44°, indicando el ángulo que se forma en la intersección del plano ecuatorial de la Tierra con el plano de la eclíptica: la intersección está definida por la línea y-y' y la posición de los equinoccios y solsticios. La configuración actual hace que la Tierra esté más cercana al Sol (perihelio) ~3 de enero, unas pocas semanas después del comienzo del invierno en el hemisferio norte (o solsticio de invierno,  $\lambda$ =270°, 21 de diciembre). Esta posición, relativa a la primavera del hemisferio norte (o equinoccio vernal  $\gamma$ ,  $\lambda$ =0°) está medida por el ángulo  $\omega$ .  $\gamma$ , tiene un período de 25.8 Ka, mientras que el perihelio varía con períodos de 100 Ka ó 400 Ka. Así, las variaciones del y y del perihelio generan un período de precesión que varía entre 23 Ka y 19 Ka. Actualmente, el equinoccio vernal ( $\lambda$ =0°) es el 20 de marzo, el solsticio del hemisferio norte ( $\lambda$ =90°), es el 21 de junio; el equinoccio de otoño  $(\lambda = 180^{\circ})$  es el 22 de septiembre; y el solsticio de invierno  $(\lambda = 270^{\circ})$  el 21 de diciembre. Modificada de Paillard (2001).

#### 6.2.1 EFECTOS CLIMÁTICOS GENERADOS POR LOS CICLOS ORBITALES

La combinación de los efectos de excentricidad, oblicuidad y precesión permite realizar el cálculo de insolación para cualquier latitud en el tiempo.

Estos elementos orbitales de la tierra, cambian la radiación solar recibida por las diferentes partes de la tierra, teniendo un efecto directo sobre el clima, produciendo cambios en la intensidad relativa de las estaciones y cambios en la distribución geográfica de los cinturones climáticos. De los tres parámetros orbitales descritos por Milankovitch la excentricidad es el único que afecta a la insolación neta anual sobre el planeta, los otros dos solo afectan a la distribución latitudinal y estacional de la radiación, (Schwarzacher, 1993). Si la tierra describiera una órbita circular alrededor del sol la precesión no tendría efecto sobre el clima. Tratándose de una órbita elíptica, la distancia al sol y por tanto la radiación recibida, varían a lo largo de todo el recorrido, tomando los valores mínimos durante el afelio y máximos durante el perihelio. Así pues, la precesión hace que las diferentes estaciones del año reciban diferente radiación solar en función de la fase del ciclo de precesión en que se encuentren. En la actualidad, en el hemisferio norte (sur), el equinoccio de primavera (otoño) ocurre el 2de marzo, el solsticio de verano (invierno) el 21 de Junio, el equinoccio de otoño (primavera) el 22 de setiembre y el solsticio de invierno (verano) el 21 de diciembre (Figura 4d). Actualmente, la Tierra pasa por el perihelio a principios de enero, mientras que pasa por el afelio a principios de julio.

Una baja oblicuidad implica una pequeña diferencia entre el invierno y el verano, pero una fuerte diferencia entre la radiación recibida en regiones polares y ecuatoriales. Las variaciones en la precesión afecta la estacionalidad y la distribución de cinturones climáticos. De acuerdo a esto la oblicuidad afecta más las regiones polares y la excentricidad y precesión las regiones ecuatoriales (Schwarzacher, 1993). Cada uno de los ciclos ocurre independientemente de los otros dos. Algunas veces los cambios incrementan o decrecen la cantidad de calor. En el último caso, con el decrecimiento de la radiación en las varias latitudes del hemisferio norte, se dan las glaciaciones, por lo que ocurren las edades del hielo.

La teoría paleoclimática tradicional indica que las glaciaciones y las desglaciaciones comienzan en las latitudes altas del hemisferio norte y luego se extienden al resto del planeta. Según Milankovitch, para la acumulación de los grandes mantos glaciales se

necesita un período de veranos frescos en las latitudes altas del hemisferio norte que disminuyan la ablación veraniega y permitan la persistencia de la nieve caída en el invierno anterior.

Para que se produzca esta acumulación de hielo y nieve es necesario que la insolación veraniega allí sea baja, lo cual ocurre cuando el verano boreal coincide con el afelio. Esta circunstancia se dio hace unos 22.000 años, cuando se produjo el máximo avance glacial (también ocurre ahora, pero entonces el efecto era mayor que hoy debido a una mayor excentricidad de la órbita). Por contrario, la disminución del hielo continental se ve favorecida cuando la insolación veraniega en las latitudes altas es elevada y la insolación invernal es baja, produciendo veranos más cálidos (mayor deshielo) e inviernos más fríos (menor cantidad de nieve), situación que alcanzó su expresión máxima hace unos 11.000 años. Este cambio de ubicación estacional del perihelio y del afelio modificó el reparto estacional de energía solar e influyó probablemente de forma muy importante en el último proceso de desglaciación.

Estos eventos orbitales que afectan el sistema climático global, han sido alimentados por otras señales internas como la circulación atmosférica, oceánica, el ciclo global de carbón, y crecimiento de hielo hacia los polos (Imbrie, *et al.*, 1993). Actualmente se han señalado algunas evidencias en las que se constata que los gases invernadero (CO2, vapor de agua y metano), han desempeñado un papel importante en la amplificación de los efectos orbitales.

#### 6.2.2 EFECTOS SEDIMENTOLÓGICOS DESDE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS

Los parámetros orbitales afectan el clima, el cual, a su vez influencia algunos parámetros que directa o indirectamente controlan la producción, el transporte y la acumulación de sedimentos (Figura 5). La temperatura atmosférica y los cambios en circulación, causan cambios en la temperatura del agua, la circulación oceánica y los patrones de caída de lluvia. La actividad de glaciares, ríos, y el viento así como la cubierta de vegetación controlan la producción de sedimento y transporte del continente al océano. Las aguas frescas y entrada de nutrientes a través de ríos, la evaporación, la circulación de lagos u océanos profundos, e intercambio de gas entre el agua de superficie y la atmosfera influyen la química del agua.



Figura 5. Esquema ilustrando la complejidad del sistema atmosférico, oceánico, sedimentario y biológico, que son influenciados por cambios de radiación inducidos orbitalmente. La frecuencia y amplitud de los diferentes ciclos varía fuertemente y pueden estar fuera de fase. Modificado de Strasser *et al.* (2006).

Todos estos factores eventualmente controlan la producción de sedimento orgánico e inorgánico así como características geoquímicas. Dependiendo de la sensibilidad de los sistemas sedimentarios y biológicos, muchos de estos parámetros pueden ser registrados y por lo tanto indirectamente reflejar los parámetros orbitales (Strasser *et al.*, 2006).

Estas señales pueden consistir de secuencias de facies profundas a someras, tales como plataformas someras, o intercalaciones de limestone y marl pelágicos, de periodos de cambio en fauna y flora, o cambios geoquímicos repetitivos, o una combinación de tales fenómenos. Es claro que el forzamiento astronómico climático es registrado en ambientes depositacionales donde la preservación es potencialmente alta (cuencas marinas profundas, plataformas de subsidencia rápida, lagos profundos), (Strasser *et al.*, 2006).

## 6.3 CICLICIDAD ORBITAL REGISTRADA DESDE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS Y OCEANOGRÁFICOS PARA EL OLIGOCENO – MIOCENO.

A través del registro sedimentario, se ha identificado que en los últimos 65 Ma el sistema climático de la tierra ha experimentado cambios continuos, desde los extremos de calor expansivo con polos libres de hielo, hasta condiciones extremas de frío continental con enormes capas de hielo y casquetes polares. Tales cambios no son inesperados, porque las fuerzas que determinan los cambios climáticos, las placas tectónicas y la geometría de la órbita de la tierra también han estado en movimiento. La mayoría de los cambios climáticos son generados por lo que se mencionó anteriormente, oscilaciones periódicas en los parámetros orbitales de la tierra los cuales afectan la cantidad y distribución de energía solar. Zachos *et al.*, 2001, estudia los cambios climáticos que se dan en el Cenozoico a partir de las curvas de isótopos de O18 ( $\delta^{18}$ O) y encuentra lo siguiente para el Oligoceno y Mioceno:

El registro del  $\delta^{18}$ O, muestra un número de picos que reflejan episodios de calentamiento y enfriamiento global, crecimiento y decaimiento de capas de hielo. Estos cambios en el  $\delta^{18}$ O reflejan un combinado efecto de volumen de hielo y temperatura particularmente hacia 34 Ma (Figura 6). Tras el enfriamiento y la rápida expansión de capas de hielo en la Antártica continental en el Oligoceno más temprano, los valores de  $\delta^{18}$ O permanecen relativamente altos (2.5%), indicando permanentes

capas de hielo (Figura 6). La temperatura del agua del fondo del mar descendió por debajo de los 3°C. En los continentes, muchas zonas de bosque boreal se transforman en áreas de tundra, y más al sur, paisajes boscosos pasan a ser paisajes esteparios.

Otra señal más compleja, como la profundización brusca del nivel de disolución oceánica del carbonato de calcio (CCD), indica también una abrupta variación hace 34 millones de años en el ciclo del carbono, ligada a la acumulación de hielo en los continentes. La explicación consiste en que la bajada del nivel del mar hace que disminuya la sedimentación de carbonatos en los mares someros costeros, cuyos fondos han quedado emergidos, y que aumente la masa de carbonatos que descienden hacia las profundidades en los océanos abiertos. Esto último hace que la lisoclina, o nivel de disolución de las calizas, quede en poco tiempo mil metros más abajo, tal y como muestran análisis geológicos del fondo de los mares (Coxall *et al.*, 2004; Tripati *et al.*, 2005).

Un cambio en la circulación oceánica fue probablemente determinante. La Antártida, a pesar de haber estado centrada en el Polo Sur desde principios del Cretácico, se había mantenido hasta entonces libre de hielo, pero cuando se aisló de Sudamérica y de Australia quedó rodeada por una corriente oceánica fría. El aislamiento definitivo del continente austral se produjo tras la apertura del estrecho de Drake, que lo separó de Sudamérica, y tras la apertura del mar al sur de Tasmania, que lo separó de Australia (Sher y Martin, 2006). Entonces, se formó la corriente fría circumpolar antártica que comenzó a ser un impedimento para que llegase hasta allí la influencia térmica moderadora de las aguas de las latitudes medias y tropicales. Esto ayudó a que se formase una extensa banquisa invernal de hielo marino y posteriormente a que comenzase a acumularse hielo en el continente.

Estas capas de hielo persisten hasta el Oligoceno tardío (26-27 Ma), cuando se presenta una tendencia al calentamiento lo cual redujo el hielo de la Antártica. La curva isotópica del oxígeno de los foraminíferos (Figura 6) muestra que el Oligoceno acaba con un evento de calentamiento (Late Oligocene Warming Event), hace unos 25 millones de años, que conllevó probablemente un cierto deshielo y una subida del nivel del mar con transgresiones marinas asociadas.


Figura 6. Sucesión de acontecimientos cálidos y fríos a lo largo del Cenozoico (últimos 60 millones de años) deducidos de la evolución de la relación de los isótopos del oxígeno en los foraminíferos bentónicos. Modificado de Zachos *et al.*, 2001.

La transición del Oligoceno al Mioceno queda marcada por un corto episodio, llamado Mi-1, de intensa erosión en los continentes, que ocurre hace 23.03 millones de años, y que es apreciable a escala general del planeta. Probablemente un enfriamiento y un aumento de la acumulación de hielo en la Antártida especialmente en la Antártida Occidental provocaron una brusca bajada del nivel del mar, dejando las plataformas costeras en seco y expuestas a la erosión. Todavía no existían mantos de hielo permanentes en el hemisferio norte, por lo que la fuerte bajada del nivel del mar debió deberse exclusivamente a la expansión del manto austral. Recientes investigaciones en sedimentos del mar indican que en esa transición entre el Oligoceno y el Mioceno se produjeron una serie de variaciones cíclicas en el volumen de hielo de la Antártida, ligadas a ciclos orbitales semejantes a los descritos por Milankovitch para el Cuaternario (Zachos *et al.*, 2001; Naish *et al.*, 2001).

Después de este corto pico inicial de frío las temperaturas se recuperan y se mantienen más altas que las del Oligoceno durante toda la primera mitad del Mioceno. El volumen de los hielos de la Antártida vuelve a disminuir y el mar se eleva. Las latitudes altas del hemisferio norte se calientan gradualmente y el paisaje de tundra de nuevo es sustituido por un paisaje de coníferas. El nuevo máximo de calor se alcanza en el Mioceno medio, entre hace 17 Ma y 14,5 Ma (Mid-Miocene Climatic Optimum) esta fase es seguida por un enfriamiento gradual y se reestablecen las capas de hielo en la Antártica.

Como se mencionó anteriormente registros globales marcan que la transición Oligoceno- Mioceno estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales (Palike *et al.*, 2006, Holbourn *et al.*, 2007, entre otros). Miller *et al.*, (1991), ha presentado nuevos datos a partir del registro del isótopo de oxigeno 18, para el Oligoceno y Mioceno. Se definieron formalmente 9 zonas de isótopos de oxígeno en el Oligoceno y Mioceno designados como Oi1-Oi2, Mi1-Mi7; Miller *et al.* (1991), interpreta estos eventos isotópicos en términos de episodios glaciales (donde los valores de isótopos son altos), los cuales están relacionados a los eventos orbitales. En donde en periodos glaciares hay retroceso en el mar, y en periodos interglaciares hay inundación marina hacia el continente. Los estadios glaciares se relacionan con la erosión de márgenes continentales.

De acuerdo a Zachos *et al.*, 2001, las series de tiempo de los  $\delta^{18}$ O, demuestran que las variaciones climáticas son periódicas durante todos los intervalos caracterizados por glaciaciones, sin tener en cuenta la localización y extensión de las capas de hielo. En términos de frecuencia, gran parte del poder en el espectro climático desde el Oligoceno temprano parece haberse concentrado en la banda de oblicuidad (~ 40 ka), gran parte de la amplitud reside en las bandas de excentricidad, aunque la intensidad de la señal es variable. El poder en la banda de 400-ka es excepcionalmente pronunciada en el Oligoceno superior y Mioceno inferior (Zachos *et al.*, 2001).

Para evaluar si existen estas señales orbitales en los sedimentos del margen continental del noroeste de Colombia para el intervalo Oligoceno y Mioceno, como se registra a nivel mundial (Zachos *et al.*, 2001) se emplearán los proxies de la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio, los cuales a parte de los proxies de isótopos de Oxigeno y Carbono, también tienen un gran potencial de almacenar la señal de tales eventos orbitales.

#### 6.4 PROXY SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Los datos "proxy" o indicadores paleoclimáticos son registros naturales a partir del cual se infieren las condiciones climáticas pasadas. Algunos proxies pueden registrar la ciclicidad en los sedimentos y rocas debido al forzamiento astronómico. En este caso se trabajarán dos, los cuales están altamente relacionados, la susceptibilidad magnética y el contenido de carbonato de calcio, a partir de los cuales se realizará el análisis cicloestratigráfico.

El primero es el parámetro de la susceptibilidad magnética, que es, la facilidad con la cual una sustancia es magnetizada, atraída o repelida por el campo magnético, el volumen de susceptibilidad magnética está en función de la concentración de material magnetizable, los cuales son minerales ferromagnéticos y paramagnéticos (magnetita, titanomagnetita, hematita, maghemita, goetita, entre otros), minerales que ocurren principalmente en la fracción litogénica; por el contrario existen los minerales diamagnéticos que son débilmente magnetizables o presentan valores negativos entre los que están los carbonatos y sílice biogénicos. Por lo tanto, el volumen de susceptibilidad magnética indica la relación de componentes biogénicos y litogénicos (Robinson, 1993). Las aplicaciones de la susceptibilidad magnética están dirigidas a

correlaciones, identificación de faltantes estratigráficos, e investigaciones paleoclimáticas (ciclos de Milankovitch).

La susceptibilidad magnética ha sido enlazada a variaciones en el nivel relativo del mar, ya que, la caída del nivel del mar aumenta el suministro de clastos y por lo tanto incrementa la depositación de minerales magnéticos. Los valores de la susceptibilidad magnética incrementan desde facies distales hacia facies proximales, estas tendencias son coincidentes con los fundamentos teóricos en que la susceptibilidad magnética incrementa con la regresión (Da silva *et al.*, 2009).

Ellwood *et al.*, 2000, determinaron que la susceptibilidad magnética (concentración de minerales ferrimagnéticos y paramagnéticos) está directamente relacionada con la entrada de material litogénico (contribución de terrígenos), el cual es marcadamente relacionado con el eustatismo, ya que cambios en el nivel relativo del mar resulta en fluctuaciones del nivel base, que causa variaciones en la erosión e influjo de detritos hacia los océanos. Los cambios eustáticos en el nivel del mar, por lo tanto, afectan los valores de susceptibilidad magnética, durante subidas del nivel del mar el suministro de detritos decrece por lo que el promedio de susceptibilidad magnética es bajo, durante caídas del nivel del mar el suministro de detritos incrementa por lo que el promedio de susceptibilidad magnética es alto.

Grandes áreas en *lowstand* se encuentran sujetas a erosión, meteorización y el influjo de detritos hacia los océanos es alto, así, teóricamente las más altas magnitudes de susceptibilidad magnética representan máximos *lowstand* en el nivel relativo del mar y bajos valores en susceptibilidad magnética indican máximos en *highstand*. En sedimentos formados en la superficie de máxima inundación, se esperan bajos valores de susceptibilidad magnética, ya que el nivel alto del mar reduce la entrada de componentes detríticos. La susceptibilidad magnética por lo tanto ha sido usada como un proxy para las variaciones del nivel del mar. Se ha estimado que cuando la señal de susceptibilidad magnética es alta se está en un periodo glaciar, y si este contenido es bajo el periodo es interglaciar, evidenciado por los cambios eustáticos.

Para Stage (2001), las variaciones cíclicas de la susceptibilidad magnética fueron controladas por cambios en la escorrentía desde el continente hacia la cuenca.

De acuerdo a lo anterior las variaciones en la susceptibilidad magnética fueron provocadas por eventos globales tales como cambios del nivel del mar y cambio climático, los cuales controlan la entrada de componentes detríticos.

Con respecto al clima este tiene 3 efectos en los valores de susceptibilidad magnética en los sedimentos (Wu, *et al.*, 2005).

- 1. Alta caída de lluvia resulta en alta erosión y por lo tanto en valores altos de susceptibilidad magnética.
- 2. La erosión por glaciares produce un incremento en la entrada de detritos del continente al mar.
- Si el clima es cálido y húmedo, efectos pedogenéticos producen abundantes minerales magnéticos (magnetita, maghemita, hematita y posiblemente greigita), los cuales se erosionan y llegan a la cuenca.

Si se tiene una alta precipitación, se produce una intensa meteorización química, entonces los sedimentos se caracterizaran por un contenido alto de minerales magnéticos, aumentando los procesos pedogenéticos, en donde además habrá ausencia de carbonatos (Warrier y Shankar, 2009). En el caso contrario donde el clima es seco, la meteorización química es débil, los procesos pedogenéticos son insignificantes, por lo que los sedimentos tendrán bajos contenidos de susceptibilidad magnética y una marcada precipitación de carbonatos. Esto puede estar asociado a eventos glacioeustáticos, en donde seguido de una deglaciación sigue una época de *greenhouse* aumentando la precipitación, la erosión y la entrada de sedimentos terrígenos; esto provoca además mayor cantidad de minerales autigénicos.

## 6.5 PROXY CARBONATO DE CALCIO

La proporción del carbonato de calcio presente en los sedimentos varía como el resultado del cambio en la productividad orgánica y la química del océano a través del tiempo, esta depende del grado de bioperturbación y la redepositación del material. De acuerdo a Robinson (1993), el contenido del carbonato en sedimentos profundos está controlado por tres mecanismos, (1) dilución de la fracción carbonatada biogénica de los sedimentos por detritos terrígenos, (2) disolución de los constituyentes carbonatados por agua de mar poco saturada con respecto al CaCO<sub>3</sub> (iones Ca<sup>+2</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), y (3) variaciones en la productividad de carbonato.

La producción de carbonatos varía como respuesta a cambios ambientales graduales, siendo la variación en la profundidad del agua, el más significativo de una serie de factores ambientales tales como penetración de la luz, oxigenación, temperatura, salinidad, aportes de nutrientes y el aporte detrítico, la salinidad y los cambios en la circulación oceánica. La solubilidad del CaCO<sub>3</sub> aumenta con la profundidad; los sedimentos carbonatados son abundantes en las regiones más someras del fondo oceánico y está ausente en las llanuras abisales profundas.

El CaCO<sub>3</sub> adicionalmente, es más soluble en las masas de agua frías que en las cálidas y es más soluble a mayor que a menor presión (los iones calcio carbonato ocupan menos volumen cuando están disueltos que cuando están unidos en forma sólida; Brown *et al.*, 1989). El ciclo del carbonato en el océano además está estrechamente vinculado al ciclo global del carbono, el cual controla los niveles de CO<sub>2</sub> en la atmósfera, regula el pH y la constitución química del océano, principales condicionantes del desarrollo de los organismos calcáreos y de su metabolismo (Milliman, 1993).

Con respecto a la relación entre el carbonato de calcio y la susceptibilidad magnética, se espera que si hay una alta producción de carbonato esto probablemente influencia fuertemente el promedio de susceptibilidad magnética, diluyendo los minerales magnéticos; por el contrario una alta concentración de minerales magnéticos, diluye la concentración de carbonatos. Además los carbonatos son representativos de depósitos durante las transgresiones asociadas con el aumento del nivel del mar (épocas postglaciales), en donde se esperan bajas concentraciones de susceptibilidad magnética.

## 7. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

La metodología desarrollada en este proyecto, toma como referencia los trabajos que se han realizado en cicloestratigrafía a nivel mundial, Einsele *et al*, (1991); Hailwood y Kidd, (1993); Boer y Smith, (1994); Shackleton *et al*. (1999), Zachos *et al*. (1997, 2001), D'Argenio *et al*. (2004), *Strasser et al*. (2006) entre otros. Esta metodología (Figura 7) inicia en un muestreo en roca; sobre dichas muestras se realiza la medición de datos (proxies) a partir de los cuales se genera una curva, esta curva de datos debe ser evaluada para eliminar *outliers* (ruido) que puedan afectar los resultados. Posteriormente esta curva de datos (libre de ruido) se evalúa a partir de análisis espectral para identificar si se registran eventos cíclicos; para establecer si estos eventos se relacionan con eventos orbitales, se realiza el calibrado o "*Tuning*" orbital, finalmente si estos ciclos corresponden con eventos orbitales (ciclos de Milankovich) se establece un modelo de edad.

Para un mejor entendimiento de esta metodología se desplegarán cada uno de estos pasos a continuación, además de conocer los métodos aplicados en el análisis.

# 7.1 ESTIMACIÓN INICIAL DEL MODELO DE EDAD Y TASAS DE SEDIMENTACIÓN

La identificación de ciclos orbitales en rocas, requiere la extracción de datos (proxies) en la cual la densidad de muestreo es muy importante (Fischer *et al.*, 2004). Para determinar este intervalo o densidad de muestreo es conveniente, en lo posible, tener conocimiento de las tasas de sedimentación de las rocas en estudio, esto con el fin de asegurar que los ciclos que se tienen como objetivo identificar (precesión, oblicuidad, excentricidad) se registren dentro del intervalo muestreado. Por lo tanto, es necesario tener un modelo de edad preliminar a partir del cual se establecen dichas tasas.

Este control de tiempo independiente, puede ser directo por datación de edades radiométricas, o a través de bioestratigrafía, quimicoestratigrafía, magnetoestratigrafía y/o estratigrafía de secuencias calibrada con datos de edades radiométricas. Aún si el margen de error del modelo de edad preliminar es alto, el promedio de duración del ciclo sedimentario puede ser estimado y sirve como un punto inicial para los nuevos análisis (Strasser *et al.*, 2006).



Figura 7. Metodología desarrollada en el proyecto.

De acuerdo a la cantidad y calidad de datos es posible determinar las tasas de sedimentación a partir de dos métodos, (Ricken, 1991): 1) Tasas de sedimentación fraccional y 2) Tasas de sedimentación promedio. La primera se realiza cuando la cantidad de datos del modelo de edad es suficiente como para establecer las tasas por características texturales, litológicas y composicionales donde se suponga que la sedimentación sea constante (por ejemplo tasas de sedimentación para paquetes homogéneos de lodolitas, calizas, arenas etc.). Cuando no hay tal resolución en los datos es necesario realizar un promedio en la tasas de sedimentación para un paquete de rocas las cuales necesariamente no tienen características homogéneas. El error de usar las tasas de sedimentación promedio es alto, ya que ésta puede variar de acuerdo a los diferentes ambientes. De acuerdo a Ricken (1991) las tasas de sedimentación se determinan a partir de la siguiente ecuación:

$$s = \frac{\text{th}}{\text{T}}$$

Donde

s = Tasa de sedimentación

th = Espesor sedimentario ( El cual puede ser fraccional o promedio, esto depende de la resolución de los datos)

T = Intervalo de tiempo del intervalo sedimentario

El modelo de edad preliminar además es importante, ya que, a partir de éste se pasa la serie de profundidad a tiempo.

# 7.2 ESTIMACIÓN DE LA DENSIDAD DE MUESTREO

Una vez se tiene el modelo de edad preliminar, a partir del cual se han estimado las tasas de sedimentación, se determina el intervalo o la densidad de muestreo, este paso es elemental, ya que se debe estar seguro, de que en el intervalo de muestreo escogido se registre la máxima frecuencia (mínima periodicidad orbital) que se quiera identificar.

En cicloestratigrafía se parte de la hipótesis de que las señales orbitales son cíclicas (Fischer *et al.*, 2004), de acuerdo al tratamiento teórico de frecuencias se asume que los ciclos son perfectamente sinusoidales, por lo que toda señal cíclica puede

descomponerse en infinitas funciones sinusoidales. Ciclo se refiere a la parte de la señal que se repite indefinidamente; puede medirse de valle a valle, o pico a pico, o de cualquier punto al mismo punto (Figura 8). La duración del ciclo, se define como período, el cual está dado en unidades de tiempo (espesor) por ciclo, y equivale al inverso de la frecuencia *f*.

Estas señales se ven reflejadas en los ciclos sedimentarios. Desde el punto de vista cicloestratigráfico un ciclo sedimentario es una sucesión de facies que se repiten en el registro sedimentario y se infiere que están enlazadas a sistemas oscilatorios, como consecuencia son periódicos y tienen significancia en el tiempo (Hilgen *et al.*, 2004).

Según el teorema de muestreo de Nyquist (1928) –Shannon (1949), para poder replicar con exactitud la forma de una onda sinunosidal es necesario que la frecuencia de muestreo sea superior al doble de la máxima frecuencia (mínimo periodo) a muestrear. Es decir que si se quiere identificar ciclos de 19000 años (ciclo de precesión, el cual tiene la menor recurrencia orbital) es necesario muestrear a la mitad de dicho periodo, en este caso sería a 9500 años. Conociendo las tasas de sedimentación es posible determinar a cuánto espesor corresponderían 9500 años. Si la frecuencia de muestreo es muy baja, es decir mediciones demasiado espaciadas, se perderán "detalles" de la señal original.

En la Figura 8 se observa como seria la señal reconstruida de acuerdo a diferentes densidades de muestreo. En la Figura 8A se presenta la señal que se quiere reconstruir, en la Figura 8B, se ha muestreado una vez por ciclo obteniéndose una recta, en la Figura 8C, se muestreo 1.5 veces por ciclo pero aún así la señal reconstruida no se aproxima a la real, y en la última gráfica 8D, se observa que se muestreo dos veces por ciclo estimándose la señal real, y por lo tanto se identifican adecuadamente las señales cíclicas.



Figura 8. Configuración de las señales de acuerdo al intervalo de muestreo. A. Señal a reconstruir. B. Intervalo de muestreo 1 vez por ciclo. C. Intervalo de muestreo 1.5 veces por ciclo. D. Intervalo de muestreo 2 veces por ciclo.

## 7.3 TOMA DE DATOS

Una vez se ha determinado el intervalo o densidad para la toma de muestras, se procede a realizar el muestreo en los sedimentos de interés, posteriormente se realiza la medición o toma de datos (proxies). Para este caso los proxies cicloestratigráficos son la susceptibilidad magnética y el contenido de carbonato de calcio.

#### 7.3.1 CARBONATO DE CALCIO

La medición del contenido de Carbonatos se realizó por el equipo de trabajo del Laboratorio de Geoquímica del Instituto Colombiano del petróleo, el cual está bajo el estándar de calidad, Norma ISO 17025.

El porcentaje de Carbonatos es calculado a partir de la formula

$$\%$$
CaCO<sub>3</sub> =  $\frac{CI * 100}{12.002}$ 

Donde CI (Carbono Inorgánico) es calculado mediante la diferencia entre los valores de Carbono total y Carbono orgánico total.

Se asume que los carbonatos presentes en las muestras corresponden a calcita (CaCO<sub>3</sub>).

12.002 representa el porcentaje de carbono contenido en una molécula de calcita.

El carbono orgánico total describe la cantidad de carbono orgánico en una muestra de roca e incluye tanto el Kerógeno como el bitumen y el carbono total representa la medida (% Peso) de la cantidad de carbono elemental presente en muestras de roca (incluyendo carbones).

El Equipo para la determinación de Carbono es WR112 marca LECO CORPORATION. La cantidad de roca requerida para esta prueba es de 10 gr, y se debe muestrear en zonas donde no se encuentre alterada u oxidada la roca.

# 7.3.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Los datos de susceptibilidad magnética se tomaron en el Laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht en Holanda, este laboratorio es uno de los más importantes a nivel mundial en cuanto a paleomagnetismo se refiere, con la supervisión y orientación del profesor Lucas Lourens, docente en la Universidad de Utrecht, quien además hizo parte de la realización de la tabla de tiempo geológico (Gradstein *et al.*, 2004), principalmente trabajando en el Neógeno a partir de técnicas de cicloestratigrafía con proxies como isótopos de oxigeno y carbono y además con paleomagnetismo para realizar dataciones.

El equipo en el que se realizó la corrida de los datos de susceptibilidad magnética se denomina *Kappabridge KLY2* (Figura 9), el procedimiento consiste inicialmente en realizar la medición del calibrador del equipo, del cual se conoce el material y por lo tanto la susceptibilidad magnética, esto es para garantizar que el equipo está haciendo una lectura correcta de datos. Una vez se realiza el calibrado del equipo, se debe medir el *holder* (soporte en el cual se guarda la muestra envasada) y finalmente se realiza la medición de la muestra. Para el dato final se debe hacer una corrección, ya que el equipo está configurado para medir muestras con un volumen de 1 cm cúbico y para este caso la muestra no tiene este volumen. Las unidades finales de la susceptibilidad magnética son metro cúbico por kilogramo (m<sup>3</sup>/kg).



Figura 9. Equipo utilizado para realizar las mediciones de susceptibilidad magnética, *Kappabridge KLY 2*, Laboratorio paleomagnetismo Universidad de Utrecht.

La cantidad requerida para esta prueba es de 20 gr, se deben muestrear áreas que no presenten zonas alteradas u oxidadas, no emplear elementos magnéticos (ya que estos pueden alterar la señal), empacar en recipientes diamagnéticos. Para las medidas de susceptibilidad magnética es necesario emplear tarros con un diámetro máximo de 2 a 3 cm de altura (esto por la forma del medidor).

## 7.4 LIMPIEZA DE LOS DATOS

Una vez se tienen los datos de los proxies medidos, a partir de los cuales se realizará el análisis cicloestratigráfico, se debe hacer una limpieza de los datos, ya que, pueden

haber datos anómalos que generen ruido; cuando la sedimentación es interrumpida por depósitos volcanoclásticos y turbidíticos, es necesario remover estos datos, lo cual reducirá el ruido en el conjunto de datos y mejora la precisión de la serie de tiempo y el análisis espectral.

# 7.4.1 MÉTODO BOX-PLOT

Para realizar la limpieza de los datos uno de los métodos que se aplica es el método Tukey o de boxplot, este método fue desarrollado por Tukey en 1977, este consiste en representar gráficamente la dispersión de los datos. El box plot es una forma estandarizada de mostrar la distribución de los datos basado en un límite inferior, el primer cuartil (Q1), la media, el tercer cuartil(Q3) y un límite superior, los valores que superen el límite inferior y superior son los potenciales valores anómalos o *outliers*. El rango intercuartil (IQR) es definido como el intervalo entre Q1 y Q3, como:

#### IQR: Q3-Q1 Rango Intercuartil (ver Figura 10)

Tukey, 1977 define: **Q1-(1.5\*IQR)** y **Q3+(1.5\*IQR)** como límite inferior y limite superior respectivamente, donde cualquier observación fuera de estos límites es considerado un potencial *outlier*.



Figura 10. Representación gráfica del método de Box plot, para la identificación de *outliers*. Modificado de Walfis, (2006).

#### 7.5 ANÁLISIS ESPECTRAL

Una vez se ha realizado la limpieza de los datos de la serie de tiempo (curva de datos (proxies) en profundidad), el siguiente paso es realizar el análisis espectral para determinar si estos proxies registran ciclicidad. Como se mencionó anteriormente en cicloestratigrafía se parte de la hipótesis de que las señales orbitales son cíclicas (Fischer *et al.*, 2004), de acuerdo al tratamiento teórico de frecuencias se asume que los ciclos son perfectamente sinusoidales, por lo que toda señal cíclica puede descomponerse en infinitas funciones sinusoidales.

El análisis espectral tiene por objeto descomponer una serie de tiempo estacionaria en una suma, posiblemente infinita, de componentes senoidales de diversas frecuencias y amplitudes. Las frecuencias más significativas sirven para explicar ciclos, estacionalidad o características estadísticas generales del proceso aleatorio. Este análisis espectral tiene que ver con vibraciones y oscilaciones, las cuales, en su forma más pura, son ondulaciones sin quiebres abruptos que se repiten periódicamente a través del tiempo (profundidad), manteniendo siempre la misma amplitud y frecuencia de oscilación. Estas ondulaciones se conocen como ondas senoidales y son los componentes de prácticamente todas las señales conocidas, el análisis espectral separa una señal o serie de tiempo (luminosa, sonora, sensorial, económica, etc.) en las diversas ondas senoidales que la conforman (Montenegro, 2009).

La ilustración más familiar consiste en el paso de un rayo de luz blanca por un prisma que lo separa en componentes de diferentes colores. Cada color corresponde a un tipo de vibración con características particulares.

Para realizar este análisis es necesario tener una serie de datos (en tiempo o profundidad), los cuales corresponden a los datos de entrada (en este caso la susceptibilidad magnética (m<sup>3</sup>/kg) y el carbonato de calcio (%), en profundidad), sobre los cuales se realiza el análisis espectral. Una vez se aplica el análisis espectral a la señal de entrada, se obtiene el espectro de frecuencias (periodograma). Este se asimila a un "sintonizador" de un receptor de radio, así, la serie que se observa sería la señal emitida por una radio y el periodograma no sería más que el dial que busca en que frecuencia se "oye" mejor la señal emitida.

El periodograma mide aportaciones a la varianza total de la serie de componentes periódicos de una frecuencia determinada (Bidegain *et al.*, 2008). Si el periodograma presenta un "pico" en una frecuencia, indica que dicha frecuencia tiene mayor "importancia" en la serie que el resto. En la Figura 11, se muestra un ejemplo de cómo sería una señal de entrada (11A) y su respuesta al análisis espectral o señal de salida (periodograma) (11B), en esta se muestran dos frecuencias significativas con respecto a las demás. En el periodograma de izquierda a derecha aumenta la frecuencia (disminuye el periodo), Figura 11B.



Figura 11. Representación gráfica del espectro de frecuencias (periodograma) obtenido luego de realizar el análisis espectral. A. Señal a estudiar B. Espectro de frecuencias (periodograma). Tomado de Bidegain *et al.*, (2008).

Las herramientas, Analyseries (Paillard *et al.*, 1996), Redfit, (Schulz y Mudelsee, 2002) y Clean, (Roberst *et al.*, 1987), cuyos métodos aplicados son Blackman Tukey, Lomb Scargle (Ruido Rojo) y Bootstrapping respectivamente, proveen algunas herramientas básicas para realizar el análisis espectral. La periodicidad (o seudo periodicidad) es interesante en algunos aspectos. Primero, es una forma conveniente (cuando es posible) para describir características importantes de una señal con solo un poco de números. Es dar otro punto de vista sobre los datos. Esto es particularmente útil cuando el número de datos es extenso. Segundo, este da sugerencias (aunque no pruebas) de algunos procesos involucrados de acuerdo a las propiedades físicas (Paillard *et al.*, 1996). A continuación se explicaran los métodos aplicados para llevar a cabo el análisis espectral en las diferentes herramientas mencionadas anteriormente.

#### 7.5.1 MÉTODO BLACKMAN-TUKEY (Analyseries 1.1)

El método **Blackman-Tukey** (Blackman -Tukey 1958), es un método clásico para análisis espectral. Este genera la autocovarianza de la serie de entrada (remuestreada a intervalos equidistantes), seguidamente aplica una ventana espectral y finalmente realiza una transformada de Fourier para obtener el espectro. Aunque es un método muy robusto, presenta el principal inconveniente en su pobre resolución en el dominio espectral: la mayoría de las características son considerablemente suavizadas.

Para la aplicación de este método es necesario someter a la serie de datos de entrada, a un tratamiento previo de interpolación que consiste básicamente en una homogeneización de ésta a intervalos equidistantes. Este análisis espectral requiere que la distancia entre muestras (en edad o profundidad) sea siempre igual. Es necesario tener en cuenta que en la mayoría de registros paleoclimáticos el espaciado es irregular a causa del modelo de edad (la tasa de sedimentación no es constante) o al tipo de muestreo (diferente resolución entre unos tramos y otros), para esto se aplican otros métodos (ver sección adelante). La amplitud de estos intervalos ha de seleccionarse teniendo en cuenta el alcance temporal del registro y su resolución. Para realizar la interpolación y el análisis de Blackman-Tukey se utilizó el programa Analyseries1.1 (Paillard *et al.*, 1996.). Este paquete permite elegir varios

procedimientos, en este caso se ha utilizado la interpolación lineal. También se pueden realizar otros ajustes preliminares (substracción de los valores promedio, etc).

Tras estos ajustes, el método Blackman-Tukey de análisis espectral simple, requiere la elección del grado de resolución, que puede oscilar entre una alta resolución/poca confianza o una baja resolución/alta confianza. Esta relación es controlada por la variación de la longitud de la serie de autocovarianza, que puede modificarse mediante tres procedimientos: elección de 1) número de intervalos (número de valores de autocovarianza a calcular); 2) porcentaje sobre la longitud de la serie (número de intervalos dividido entre la longitud de la serie); y 3) niveles predefinidos (alta resolución, compromiso y baja resolución). El método permite controlar el rango de frecuencias examinado y elegir entre diversos tipos de ventanas espectrales.

Estadísticamente, el programa calcula los rangos de error en la densidad espectral (CI-*confidence interval*) y en la banda de frecuencias (BW -*band width*), con base en todos estos parámetros, ofrece una barra de error en el espectro, así como un ancho de banda (barra de error en la frecuencia). El nivel de confianza asociado con la barra de error en el espectro se puede ajustar según se desee, (Paillard *et al.*, 1996). La versión libre de Analyseries para MacIntosh se encuentra en la página http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/softlib/softlib.html.

# 7.5.2 MÉTODO LOMB-SCARGLE, RUIDO ROJO, (REDFIT)

Redfit, se caracteriza porque emplea un método en el cual no es necesario que los datos estén equidistantemente, esto es importante, ya que, en general las series de tiempo paleoclimáticas no están igualmente espaciadas (el intervalo de muestreo no es constante), requiriendo una interpolación antes del análisis espectral. Esta interpolación puede alterar el espectro estimado aumentando los componentes de baja frecuencia a expensas de los componentes de alta frecuencia, es decir, que el espectro estimado de una serie de tiempo interpolada es demasiado "roja", comparado con el espectro verdadero. El término rojo se refiere a que la serie de tiempo puede mostrar un continuo decrecimiento de la amplitud espectral con el incremento de la frecuencia, esto es denominado el ruido rojo de un espectro.

Hasselman (1976) demostró que un proceso autoregresivo (AR1) de primer orden es suficiente para explicar este ruido rojo de de las series climáticas (Schulz y Mudelsee 2002). En consecuencia, El modelo AR1 es casi siempre usado como una hipótesis para probar si la variabilidad registrada en la serie de tiempo es consistente con datos verdaderos o son datos producidos por el azar. Por lo anterior el parámetro AR1 debe ser estimado en cada serie de tiempo en estudio. Redfit también calcula este parámetro, en series inequidistantes sin la necesidad de interpolación. El modelo AR1 estimado es transformado en el dominio de la frecuencia usando el método Lomb-Scargle. La comparación del espectro de la serie de tiempo con el modelo AR1 permite probar la hipótesis de si el espectro de la serie describe procesos verdaderos.

La hipótesis nula es definida de la siguiente manera: Se asume que las series de tiempo tienen un power espectrum (amplitud espectral) promedio o un espectro *background* (Torrence y Compo, 1998), que puede ser en este caso el ruido rojo, si el pico en el espectro de la serie de tiempo está significativamente sobre este espectro *background*, se asume que es una característica verdadera con un cierto porcentaje de confianza. Por definición "nivel de significancia al 5%" es equivalente al "nivel de confianza al 95%" e implica una prueba contra cierto nivel *background*, mientras "el intervalo de confianza al 95% "se refiere al rango de confianza sobre un valor dado. (La probabilidad de que el verdadero valor del parámetro se encuentre en el intervalo construido se denomina "nivel de confianza" (1- $\alpha$ ), la probabilidad de equivocarnos se llama nivel de significancia ( $\alpha$ )), en este caso el nivel de significancia el 5% estaría diciendo que puede haber un error al 0.05 o 5% de significancia o que se está seguro de que no hay error al 0.95 0 95%.

¿Cómo determinar este nivel de confianza?, Según Percival y Walden, 1993; la probabilidad de distribución del espectro *background* (ruido rojo) en cada frecuencia sigue una distribución chi cuadrado ( $X^2$ ), con dos grados de libertad. Para determinar el nivel de confianza al 95% (significancia al 5%), se multiplica el espectro *background* (ruido rojo) por el valor del percentil al 95% para  $X^2$ .

Asumiendo un espectro *background*, posiblemente ruido rojo, la distribución del espectro se explica cómo:

 $(P_k X_2^2)/2$ 

Donde  $P_k$  es el valor promedio del espectro de ruido rojo a una frecuencia de Fourier k,  $\frac{1}{2}$  remueve el factor de los grados de libertad para la distribución chi cuadrado  $X^2$ . Para un espectro real la distribución es ( $P_k X_1^2$ ). Después de encontrar un espectro *background* apropiado (AR1) y escoger una particular confianza para  $X^2$  tal como al 95% es posible entonces calcular y construir las líneas de contorno al 95% de confianza. Redfit además calcula los niveles de significancia a partir de los percentiles en una simulación Monte Carlo.

A diferencia del anterior software, en el cual el método aplicado requiere que la serie de tiempo este muestreada equidistantemente (el intervalo de muestreo es constante); Redfit, se caracteriza porque emplea un método en el cual no es necesario que los datos estén equidistantemente separados. El espectro de una serie de tiempo espaciada irregularmente es determinado sin la necesidad de interpolar por medio de la transformada de Fourier Lomb-Scargle (lomb 1976; Scargle, 1982). Schulz y Stattegger en 1997, presentaron un programa para esto denominado Redfit, este usa un procedimiento Wosa (Welch-overlapped-segment-averaging) Welch, 1967. Este algoritmo divide la serie de tiempo en n50 segmentos, el espectro final estimado es derivado del promedio de los n50 periodogramas. Redfit 3.8 es un software de dominio público y se encuentra en la página <a href="http://www.palmod.uni-bremen.de/~mschulz/">http://www.palmod.uni-bremen.de/~mschulz/</a> (Schulz y Mudelsee, 2002).

#### 7.5.3 MÉTODO BOOTSTRAPPING (MONTE CARLO)- CLEAN

El análisis de series de tiempo usando el algoritmo CLEAN fue desarrollado por Roberst *et al.* (1987). Se ha demostrado que es extremadamente robusto cuando los datos de series contienen ruido y además están espaciadas inequidistantemente (Heslop y Dekkers, 2002). El procedimiento del algoritmo CLEAN produce un espectro de frecuencia robusto ejecutando una deconvolución no lineal en el dominio de la frecuencia para remover cualquier artefacto que resulte del muestreo incompleto en el dominio del tiempo o la profundidad. CLEAN fue desarrollado para estudiar el espectro de frecuencia de series de tiempo inequidistantemente espaciadas y ruidosas. Está basada en simulaciones de las series de Monte Carlo, para este caso se aplicó el método **Bootstrapping**, el cual permite un gran número de espectros ligeramente diferentes generados a partir de una sola señal de entrada, las ligeras diferencias entre este espectro puede ser utilizado para determinar un espectro espectro completo. Además a través del uso de una Transformada de Fourier Inversa, la señal basada en el espectro promedio derivada de CLEAN puede ser reconstruida en el dominio del tiempo o profundidad para dar una versión libre de ruido de la señal de entrada. Este algoritmo corre en el Software Matlab, es de dominio público y se encuentra en la página del grupo de paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht, http://www.geo.uu.nl/~forth/.

#### 7.6 TUNING O CALIBRACIÓN ORBITAL

Una vez se ha realizado el análisis espectral se procede a identificar si estas frecuencias corresponden con las frecuencias orbitales. La calibración, "Tuning" orbital, se refiere al proceso de ajuste de la escala de tiempo geológico o de un registro climático, observando si estas fluctuaciones observadas corresponden a los ciclos de Milankovich en el movimiento orbital de la Tierra (Hilgen *et al.*, 2004). Debido a los cambios en la órbita de la Tierra, ésta afecta la cantidad y la distribución de luz solar que recibe la tierra, esos cambios se espera que introduzcan los cambios climáticos periódicos sobre escalas de tiempo de 20-41-100-400 y 2400 ka.

Algunos estudios han demostrado que los ciclos orbitales realmente se registran y pueden ser usados para mejorar los modelos de edad. Comúnmente, dos métodos son combinados para obtener un resultado confiable:

1. El primer método consiste en tener un control de tiempo independiente, el cual es necesario para limitar el intervalo de tiempo en el cual el estudio cicloestratigráfico es realizado. Como se comentó anteriormente este puede ser obtenido por directas dataciones radiométricas, o a través de bioestratigrafía, quimicoestratigrafía, magnetoestratigrafia y estratigrafía de secuencias calibrado a partir de edades radiométricas. Si este modelo de edad preliminar es robusto se permite el paso de profundidad a tiempo y realizar el análisis espectral directamente en tiempo, por lo cual también se reconocerán los ciclos en tiempo.

Para reconocer si se registran ciclos orbitales (ciclos de Milankovitch) inicialmente se deben conocer los periodos de recurrencia de estos ciclos, el ciclo de la excentricidad tiene un periodo de recurrencia de 2400, 1000, 700, 405, 131, 125 y 99 y 95 Ka, el ciclo de la oblicuidad tiene recurrencia cada 54, 41 y 29 ka, y finalmente la precesión cuya periodicidad es de 23 y 19 ka. Al tener la serie en tiempo (ya que el modelo de

edad preliminar lo permite) entonces se corre el análisis espectral a partir de los proxies en tiempo, este análisis permite conocer las frecuencias dominantes de la serie, como la frecuencia es el inverso del periodo, una vez se conozca la frecuencia podemos conocer su periodo e identificar si éstas corresponden a la banda de frecuencia de Milankovich.

En las figuras 12, 13 y 14, se presentan la curva de excentricidad, oblicuidad y precesión respectivamente, para ciertos intervalos de tiempo geológico, al realizar el análisis espectral de estas curvas se obtiene el espectro de frecuencias y su inverso, el periodo, reconociendo los periodos mencionados anteriormente. Esta curva la generó Laskar *et al.*, (2004), las cuales están calibradas globalmente siendo las curvas patrón de los ciclos.



Figura 12. Descomposición espectral de la excentricidad. A. Curva de Excentricidad calibrada globalmente (Datos de entrada), Laskar et al., 2004. B. Espectro de frecuencias (periodograma) para la curva de excentricidad, obtenida a partir de los tres métodos para análisis espectral, nótese como el método de Blackman Tukey suaviza las curvas y no muestra todos los picos como Bootstrapping Monte Carlo (MC). Obsérvese la relación entre periodos en la Tabla 1.



Figura 13. Descomposición espectral de la oblicuidad. A. Curva de oblicuidad (datos de entrada) calibrada globalmente, Laskar *et al.*, 2004. B. Espectro de frecuencias (periodograma), obtenido a partir del método Bootstrapping MC. Obsérvese la relación entre periodos de recurrencia, en la Tabla 1.



Figura 14. Descomposición espectral de la precesión. A. Curva de precesión (datos de entrada) calibrada globalmente, Laskar *et al.*, 2004. B. Espectro de frecuencias (periodograma) para la curva de precesión, obtenido a partir del método Bootstrapping MC. Obsérvese la relación entre periodos de recurrencia en la Tabla 1.

2. El segundo método consiste en analizar el patrón de los ciclos en profundidad (ciclos en espesor, p.e ciclos de 5m, 10m según sea el caso). En este caso el análisis espectral se realiza en profundidad, ya que no hay modelo de edad preliminar robusto que permita pasar la serie de profundidad a tiempo. En el caso en que la serie a estudiar esta en el dominio de la profundidad, para conocer si los ciclos en espesor (periodo en m ó cm) corresponden con los ciclos de Milankovitch, se debe conocer la relación entre los ciclos orbitales, por ejemplo la relación entre el ciclo de excentricidad de 2400 ka y el ciclo de 1000 ka es de 2.4, y a su vez se deben conocer las relaciones entre cada ciclo orbital de excentricidad con los ciclos de oblicuidad y precesión; en la Tabla 1, se muestran estos datos.

Una vez conocidas estas relaciones, se debe realizar el mismo análisis para los ciclos en profundidad, es decir conocer las relaciones entre los ciclos en profundidad.

Si las relaciones encontradas entre los ciclos en profundidad son similares, muy cercanas a las relaciones establecidas entre los ciclos orbitales, entonces, se supone que dichos ciclos en profundidad corresponden a los ciclos orbitales en los que las relaciones son muy semejantes. Al establecerse que los ciclos coinciden con los ciclos orbitales, se infiere que el intervalo sedimentario estudiado estuvo controlado por eventos cíclicos orbitales.

Como se vio anteriormente el análisis espectral se puede correr en tiempo o en profundidad.

Si se tiene un modelo de edad preliminar sólido, el cual no identifique faltantes en el tiempo, (hiatos-discordancias) el análisis espectral debe correrse para toda la sección. Si, por el contrario este modelo identifica que la sección presenta discontinuidades en la sedimentación, el análisis espectral debe realizarse por intervalos divididos por este faltante, ya que, al realizarse el análisis espectral para la sección completa el análisis espectral no identifica estas discontinuidades, y se estaría infiriendo error en el modelo de edad calibrado.

Estas discontinuidades se registraran a partir del análisis espectral si este se realiza por intervalos (ventaneo).

Tabla 1. Relación entre los ciclos orbitales de Excentricidad, Oblicuidad y precesión. De acuerdo a los modelos matemáticos de Laskar *et al.*, 2004.

		Eccentricidad								Oblicuidad			Precesión	
	Periodo (años)	2400000	1000000	700000	405000	131000	124000	99000	95000	54000	41000	29000	23000	19000
Eccentricidad	2400000	1												
	1000000	2.40	1											
	700000	3.43	1.43	1.00										
	405000	5.93	2.47	1.73	1.00									
	131000	18.32	7.63	5.34	3.09	1.00								
	124000	19.35	8.06	5.65	3.27	1.06	1.00							
	99000	24.24	10.10	7.07	4.09	1.32	1.25	1.00						
	95000	25.26	10.53	7.37	4.26	1.38	1.31	1.04	1.00					
Oblicuidad	54000	44.44	18.52	12.96	7.50	2.43	2.30	1.83	1.76	1.00				
	41000	58.54	24.39	17.07	9.88	3.20	3.02	2.41	2.32	1.32	1.00			
	29000	82.76	34.48	24.14	13.97	4.52	4.28	3.41	3.28	1.86	1.41	1.00		
Precesión	23000	104.35	43.48	30.43	17.61	5.70	5.39	4.30	4.13	2.35	1.78	1.26	1.00	
	19000	126.32	52.63	36.84	21.32	6.89	6.53	5.21	5.00	2.84	2.16	1.53	1.21	1.00

# 7.7 FILTRADO DE FRECUENCIAS DOMINANTES (FRECUENCIAS ORBITALES)

Una vez se identifica que la sedimentación en estudio estuvo controlada por eventos orbitales, se procede a realizar el filtrado de los ciclos identificados como orbitales, para identificar el número de ciclos en la serie. El comando de filtrado puede ser aplicado a una serie de tiempo para aislar algunas características específicas periódicas. Se trata de un filtro paso banda gaussiano, definido por su frecuencia central y por su ancho de banda. Un filtro paso banda es un tipo de filtro electrónico que deja pasar un determinado rango de frecuencias de una señal y atenúa el paso del resto, esto se lleva a cabo en Analyseries 1.1. (Paillard *et al.*, 1996).

Una vez se realiza el filtrado de frecuencias, en donde se ha identificado el número de ciclos en la sección en estudio, se lleva a cabo el conteo de ciclos, posteriormente se ubican los datums (Figura 15), para realizar el paso de profundidad a tiempo (en el caso en que la serie este en profundidad), obteniéndose así un modelo de de edad calibrado orbitalmente.



Figura 15. Ejemplo de filtrado de frecuencias, en este caso se filtro el periodo de mayor duración de la excentricidad, 2400 ka. Ubicación de los posibles datums para el amarre en tiempo, conteo de ciclos y resultado del modelo de edad calibrado orbitalmente.

En la Figura 15, se muestra un ejemplo del filtro de las frecuencias correspondientes con el periodo de 2400 ka (excentricidad). Un ciclo corresponde al intervalo entre cresta y cresta, para este ejemplo hay 14 ciclos de 2400ka para el intervalo entre 36000ka y 0.0ka. Entre el datum 1 y el datum 2 hay 6 ciclos de 2400 ka, por lo que los datums (los cuales son edades preestablecidas de un modelo preliminar), deben corroborar que este intervalo de tiempo es de aproximadamente 14.4 Ma.

# 7.8 ANÁLISIS DE LA ESTACIONARIDAD DE LOS DATOS, TASAS Y DISCONTINUIDADES EN LA SEDIMENTACIÓN DESDE MILANKOVITCH

De acuerdo a Molinie y Ogg, (1992), las tasas de sedimentación son raramente constantes a través del tiempo.

Si las tasas de sedimentación cambian con el tiempo, al realizar el análisis espectral, los ciclos identificados pueden indicar tales cambios en la sedimentación. Por ejemplo, si al realizar el análisis espectral en intervalos sedimentarios seguidos, y en ambos intervalos se identifica que los ciclos son de igual espesor, esto indica que las tasas de sedimentación son constantes, de lo contrario, si los ciclos identificados son diferentes las tasas de sedimentación no son constantes o estables a través del tiempo, si se observan ligeras diferencias en los ciclos esto indicaría que las tasas de sedimentación son ligeramente diferentes o que tienden a mantenerse constantes.

Para evaluar las tasas de sedimentación desde el análisis cicloestratigráfico y por lo tanto identificar si los ciclos se preservan o si varían a lo largo de la sección, reconociendo si las tasas de sedimentación son constantes, se estudia la estacionaridad de los datos. La condición estacionaria de un sistema físico está determinada por la independencia con respecto al tiempo del proceso de medición. Para esto se aplican varios métodos.

Uno de los métodos utilizados es el método de Hoyer *et al.*, (1997), consiste en que además de realizar el análisis espectral para toda una serie de datos, se debe dividir cada serie en subseries, en sucesivas segmentaciones de igual espesor y después comparar los diferentes ciclos de cada subserie, de modo que se pueda corroborar si los periodos cambian o son estables a través de toda la sección.

El método más usado en la evaluación de estacionalidad en la cicloestratigrafía, consiste en realizar el análisis espectral por ventanas corredizas o ventanas que se sobrelapan cierto segmento (*sliding window*), el tamaño de la ventana se ajusta de acuerdo al periodo más largo de interés (cuando se habla de ventana, se hace referencia al intervalo de espesor escogido para realizar el análisis espectral). Una ventana pequeña es más precisa para determinar variaciones en las tasas de sedimentación, pero tiene poca resolución en periodos largos (Molinie y Ogg, 1992), una ventana grande contiene más puntos y puede por lo tanto dar información más confiable del espectro, pero tiene una mayor probabilidad de contener discontinuidades, (Yang y Baunmfalk, 1994). Al realizar el análisis espectral por ventanas las cuales se sobrelapan (*overlapping*), el producto final de este procedimiento es un set de sucesivos espectros, ilustrando las variaciones en el tiempo, especialmente los cambios drásticos, requieren una ventana corta (Van Echelpoel, 1994).

De acuerdo a lo anterior, con este método es posible identificar los cambios en las tasas de sedimentación, en donde si estos son cambios drásticos se pueden estimar como discontinuidades en la sedimentación. Se espera que en cada ventana espectral se conserven las relaciones entre los periodos, es decir aunque los periodos varíen en magnitud deben seguir conservándose constantes las relaciones entre los periodos. Los ciclos de Milankovich se han encontrado atrás en el tiempo hasta 250 Ma, de manera que si no se mantienen estas relaciones entre periodos, probablemente algún proceso puede ocultar el registro de estos, de acuerdo a la capacidad o variabilidad que tengan los proxies.

Finalmente otro método consiste en realizar el análisis espectral por intervalos característicos de roca, de manera que se pueda corroborar directamente si estas variaciones corresponden a cambios en las tasas de sedimentación (Reijmer *et al.*, 1994).

Sobre la suposición de que los ciclos sedimentarios representan un intervalo de tiempo aproximadamente igual, información importante que registre las variaciones en las tasas de sedimentación puede ser obtenida a partir de este escaneo de la técnica espectral por ventanas.

Una vez se han llevado a cabo todos los pasos anteriores, finalmente se interpreta este modelo de edad, con ayuda de los proxies, explicando así cómo se evidencian los ciclos en las rocas, y que implicaciones tiene este con respecto a los datos regionales y globales.

#### 8. RESULTADOS

Como se mencionó en la metodología el primer paso a seguir en el análisis cicloestratigráfico es determinar el intervalo o densidad de muestreo para la medición de proxies. Para ello se debe tener conocimiento de las tasas de sedimentación de la sección geológica a estudiar, ésta puede determinarse por medio de los modelos geológicos preliminares que se tengan, este modelo de edad preliminar debe ser lo más preciso posible en donde se tengan edades calibradas globalmente.

Para los núcleos estratigráficos del Carmen de Bolívar se tienen análisis bioestratigráficos que sugieren dos modelos de edad diferentes (Torres et al., 2008). La bioestratigrafía de foraminíferos pone de manifiesto una discontinuidad en la sedimentación al no registrar las zonas N4 y N5 (Mioceno más temprano). En contraste, la bioestratigrafía de nanofósiles muestra una secuencia continua de eventos sin vacíos en la sedimentación. Estas discrepancias en los modelos posiblemente se presente por las diferencias en la resolución de muestreo, es decir, mientras en el modelo de edad a partir de foraminíferos la resolución es de aproximadamente 1 muestra cada 7 metros o más, en los nanofósiles la densidad de muestreo fue de aproximadamente 1 muestra cada tres metros o menos. No obstante, el refinamiento bioestratigráfico no hace parte de los objetivos de este proyecto, por lo cual el análisis cicloestratigráfico se llevará a cabo a partir del modelo de edad establecido desde los nanofósiles, por su mejor resolución en el muestreo. El análisis cicloestratigráfico podría mostrar si este modelo bioestratigráfico es robusto y se tomaría como base para la calibración geocronológica de los eventos bioestratigráficos.

Aunque el modelo de edad escogido para realizar el análisis cicloestratigráfico, fue el de los nanofósiles, para determinar el intervalo de muestreo se contó únicamente con el modelo de edad de los foraminíferos (ya que en esos momentos se realizaba alternamente el modelo a partir de nanofósiles), por lo que la tasa de sedimentación estimada a partir de los foraminíferos que se tenía era de 0.13 m/ka, y se estimó o supuso constante a través de todos los núcleos estratigráficos de la sección del Carmen de Bolívar.

A partir de esta tasa de sedimentación fue posible conocer a qué espesor correspondía el ciclo de menor recurrencia que se quería identificar, es decir, el ciclo de la precesión de 19000 años. Para encontrar este ciclo (recordando la regla de Nyquist Shannon) era necesario muestrear a la mitad de este periodo, es decir 9500 años, de acuerdo a la tasa de sedimentación si se depositaron 0.13 m en 1000 años, en 9500 años se habrán depositado 1.24 m de sedimentos, de acuerdo a esto el intervalo de muestreo era de una muestra cada 1.24 m.

Esta regla de Nyquist-Shannon puede funcionar muy bien cuando el modelo de edad preliminar es robusto, en este caso el modelo de edad a partir de foraminíferos tiene una falencia y es su poca resolución, es decir, se establece el modelo de edad con pocas muestras, debido a esto se decidió que el intervalo de muestreo fuese más denso que el sugerido por los foraminíferos, escogiéndose el intervalo de muestreo de una muestra cada 0.50 m, en donde para el núcleo CB-E4, se tomaron 508 muestras y para el núcleo CB-E3 570 muestras. En total se tomaron 1078 muestras.

Una vez se obtuvo el modelo de edad a partir de nanofósiles, se registró que la tasa de sedimentación era mucho más baja comparada con la estimada a partir de los foraminíferos, siendo de 0.033 m/ka, de acuerdo a esto para encontrar el ciclo de precesión era necesario muestrear cada 0.31 m y se había muestreado cada 0.50 m. Con esto se concluye que si estos ciclos precesionales estuvieron presentes en la sedimentación de este intervalo, probablemente no se puedan identificar, por la resolución de muestreo.

A partir de la densidad de muestreo (una muestra cada 0.5 m) fue posible identificar la resolución de la máxima frecuencia (mínimo periodo) que se pueda encontrar en el análisis espectral, de acuerdo a la Frecuencia Nyquist (Percival, 1993)

#### FN=2/∆t

Como el  $\Delta t$  (intervalo de muestreo) fue de 0.5 m, entonces, FN, (frecuencia máxima) a analizar es de, 1 ciclo/m y por lo tanto el ciclo de mínima periodicidad que se podrá identificar será de 1m de espesor.

# 8.1 CICLICIDAD EN EL NÚCLEO CARMEN DE BOLÍVAR ESTRATIGRÁFICO 4 (CB-E4)

Una vez se obtuvo la curva de los proxies medidos cada 0.50 m, estos datos se prepararon para el análisis espectral, es decir, se eliminaron los valores anómalos (*outliers*) que pudiesen producir ruido a los resultados. Inicialmente se realizó el análisis para la susceptibilidad magnética, de acuerdo al método aplicado de box-plot, se eliminaron los datos por encima de 1.39 m<sup>3</sup>/kg y por debajo de 0.48 m<sup>3</sup>/kg (Tabla 2).

Tabla 2. Datos estadísticos para determinar *outliers* en la curva de susceptibilidad magnética en el núcleo CB-E4.

Datos Esta		
Cuartil 25 (Q1)	0.82	
Cuartil 75 (Q3)	1.05	
IQR	0.23	Q3-Q1
h	0.34	1.5*IQR
LIF	0.48	Q1-h
UIF	1.39	Q3+h

Posteriormente se realizó el mismo procedimiento para la curva de carbonato de calcio, cuyos resultados se resumen en la Tabla 3. Se eliminaron los outliers por encima de 26.72% y por debajo de -3.80 %.

Tabla 3. Datos estadísticos para determinar *outliers* en la curva de carbonato de calcio en el núcleo CB-E4.

Datos estadíst		
Cuartil 25 (Q1)	7.65	
Cuartil 75 (Q3)	15.28	
IQR	7.63	Q3-Q1
h	11.44	1.5*IQR
LIF	-3.80	Q1-h
UIF	26.72	Q3+h

En la Figura 16, se muestra el resultado de la eliminación de los *outliers* en los proxies, el factor de correlación entre la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio, r es

de -0.51. En esta correlación se aprecia que los proxies tienden a mostrar comportamientos opuestos, en donde a mayor susceptibilidad magnética hay menor contenido de carbonato de calcio y viceversa (comportamiento teórico).



Figura 16. Susceptibilidad magnética y  $CaCO_3$  vs espesor estratigráfico, núcleo CB-E4. En las curvas ya se han eliminado los *outliers*. En general hay una correspondencia negativa en las tendencias de estas curvas.

#### **ANÁLISIS ESPECTRAL**

Una vez se eliminó el ruido (*outliers*) de la curva de datos, se procedió a realizar el análisis espectral, en este caso en profundidad, por lo que, los ciclos se obtuvieron en el dominio de la profundidad, es decir, ciclos de espesor y no de tiempo. El análisis espectral se realizó a partir de los programas Analyseries( Paillard *et al.*, 1996), Redfit (Schulz y Mudelsee, 2002) y Clean (Roberst *et al.*, 1987), cada uno de ellos aplica diferentes métodos (ver sección metodología). Los métodos Bootstrapping (Clean) y Lomb Scargle (Redfit), muestran el nivel de significancia de los datos, (p.e para un 90% de nivel de confianza, en caso de no haber ciclicidad en los datos, uno de cada 10 picos puede exceder este nivel). El objetivo de realizar el análisis espectral a partir de tres técnicas diferentes, era analizar si había coherencia en los datos y por lo tanto darle robustez a la interpretación.

El análisis espectral (Figura 17), realizado en la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio (datos de entrada-Figura 16) reveló ciertas frecuencias (periodos) en intervalos de confianza mayor al 90%, (menor límite de confianza permitido). El método Blackman Tukey como se había mencionado, muestra el espectro más suavizado, y el método Lomb Scargle, permite reconocer los ciclos en frecuencias altas, es decir los periodos más pequeños, en este caso se observó que estas frecuencias también se repetían en los otros dos métodos. El método de Bootstrapping el cual mostró una alta coherencia entre las frecuencias, mostró más dispersión en los datos.

En el espectro de frecuencias a partir de la susceptibilidad magnética se observa que los tres métodos tienden a identificar periodos semejantes, estos son aproximadamente de 85.33, 24.98, 16.50, 5.02, 1.73, 1.65, 1.30, 1.19, 1.1 m de espesor (Tabla 4).

En cuanto al carbonato de calcio también se observan resultados similares entre los diferentes métodos, encontrándose en promedio los periodos de 78.77, 26.95, 21.79, 6, 4.79, 3.68, 1.18 m de espesor, en este proxy no se registra el periodo de 16m, en cambio aparecen los periodos de 21 y 3m de espesor.


Figura 17. Espectro de frecuencias (periodograma) obtenido para las curvas de magnética susceptibilidad V carbonato de calcio, núcleo CB-E4. A. Método Blackman Tukey В. Método Bootstrapping C. Método Lomb Scargle, los dos últimos muestran la significancia Cada de los datos. pico identificado la línea con vertical, punteada roja corresponde a una frecuenciaperiodo (ciclo) de espesor específico, que se repite en los métodos además tres y corresponden con un intervalo de confianza alto (error bajo), considerados como eventos reales, ubicados por encima de la curva de ruido (C).

El espectro para el carbonato de calcio tiende a mostrar más picos; cuando un proxy registra tantos picos es posible que sea efecto de ciertos factores que estén afectando la señal, lo cual para este caso puede ser ocasionado por disolución de CaCO<sub>3</sub>, (la correlación con la susceptibilidad magnética no es alta, siendo de -0.51). Esto puede interferir en la capacidad que tiene el proxy de registrar los ciclos.

Tabla 4. Resumen de los ciclos (m) significantes, identificados en el análisis espectral, aplicado a la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio, núcleo CB-E4. La X significa que ese periodo no se identificó a partir de ese método.

proxy	analizado	Método Aplicado				Per	iodo Si	gnifica	nte (m)				
Magnética		Blackman Tukey	85.33	24.98	х	16.52	5.09	x	1.73	1.65	1.30	1.19	1.1
eptibilidad		Bootstrapping	73.14	25.6	х	16	5.02	х	1.72	х	х	х	1.1
Susce		Lomb Scargle	х	25.65	х	16.03	х	х	1.72	1.64	1.30	1.18	1.1
Calcio		Blackman Tukey	х	26.95	х	x	4.76	3.71	х	x	x	1.18	1.04
rbonato de		Bootstrapping	78.77	26.95	21.79	х	4.79	3.68	х	х	х	1.18	х
Ca		Lomb Scargle	х	25.65	21.38	х	х	3.66	*1.81	х	х	1.18	х

El encontrar frecuencias (periodos) similares a partir de diferentes proxies, así como a partir de los tres métodos para análisis espectral, significa que aunque existe diferencias en los procedimientos que utiliza cada método (en donde el método de Lomb Scargle muestra que estos picos se encuentran por encima de la curva de ruido) estos periodos corresponden a eventos cíclicos verdaderos en la sedimentación y no ruido.

### CALIBRACIÓN (TUNING) ORBITAL

Para identificar si estos periodos en espesor corresponden a ciclos orbitales, fue necesario evaluar el patrón de estos periodos en el dominio de la profundidad, estableciendo las relaciones que se dan entre cada uno de los periodos de interés. Si las relaciones establecidas entre cada uno de los periodos en espesor son similares a las obtenidas a partir de los ciclos orbitales (Tabla 1), se infiere que los proxies registran señales orbitales, lo que sugiere que la sedimentación estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales.

Este análisis se realizó para cada proxy individualmente, identificándose por lo tanto, cuál proxy registra mejor ciclicidad. En la Tabla 5 se presenta la relación de los ciclos en espesor (análisis espectral realizado en profundidad), obtenidos para la susceptibilidad magnética; al compararlos con las relaciones de los ciclos orbitales (Tabla 6) se encontró que éstos se ajustan a los ciclos orbitales de excentricidad y de oblicuidad, aunque los últimos (oblicuidad) tienen muy poca amplitud en el espectro (Figura 17), por lo tanto se le da más relevancia a los datos relacionados con la excentricidad.

Por ejemplo los ciclos en espesor de 85.33 m y 24.98 m tienen una relación de 3.42 y los ciclos orbitales de 2.400.000 y 700.000 años, tienen una relación de 3.43. Por lo que 85.33:24.98 m corresponden con 2.400.000:700.000 años. Este mismo análisis se realizó a los demás ciclos.

Tabla 5. Relación entre los periodos obtenidos en el análisis espectral en el dominio de la profundidad, para la susceptibilidad magnética en el núcleo CB-E4. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones entre los ciclos orbitales (Tabla 6).

Ciclo (m)	85.33	24.98	16	5.02	1.73	1.64	1.3	1.19	1.1
85.33	1.00								
24.98	3.42	1.00							
16	5.33	1.56	1.00						
5.02	17.00	4.98	3.19	1.00					
1.73	49.32	14.44	9.25	2.90	1.00				
1.64	52.03	15.23	9.76	3.06	1.05	1.00			
1.3	65.64	19.22	12.31	3.86	1.33	1.26	1.00		
1.19	71.71	20.99	13.45	4.22	1.45	1.38	1.09	1.00	
1.1	77.57	22.71	14.55	4.56	1.57	1.49	1.18	1.08	1.00

Tabla 6. Relación entre los periodos orbitales, excentricidad y oblicuidad, a los cuales corresponden los periodos en el dominio de la profundidad de la susceptibilidad magnética, núcleo CB-E4. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones entre los ciclos en profundidad para el núcleo CB-E4 (Tabla 5).

			Excentrio	cidad			Oblicui	dad
	Ciclo orbital							
	(años)	2400000	700000	405000	131000	54000	41000	29000
6.	2400000	1						
ricido	700000	3.43	1.00					
ent	405000	5.93	1.73	1.00				
¢*	131000	18.32	5.34	3.09	1.00			
,2 <sup>0</sup>	54000	44.44	12.96	7.50	2.43	1.00		
icuiot	41000	58.54	17.07	9.88	3.20	1.32	1.00	
0,0,,,	29000	82.76	24.14	13.97	4.52	1.86	1.41	1.00

Por ejemplo si se hace el análisis para el periodo de 85.33m con los demás periodos encontrados se obtiene lo siguiente:

Periodos en	Relación entre los periodos	Relación entre	los ciclos
profundidad (m)	en profundidad (Tabla 5)	ciclos orbitales	orbitales (años)
núcleo CB-E4	núcleo CB-E4	(Tabla 6)	
85.33:24.98	(3.42)	(3.43)	2.400.000:700.000
85.33:16.00	(5.33)	(5.93)	2.400.000:405.000
85.33:5.02	(17)	(18.32)	2.400.000:131.000
85.33:1.73	(49.32)	(44.44)	2.400.000:54.000
85.33:1.64	(52.03)	(58.54)	2.400.000:41.000

De acuerdo a las relaciones encontradas entre los periodos obtenidos a partir del análisis espectral realizado en la susceptibilidad magnética y los periodos orbitales (Tablas 5 y 6), el ciclo de 85.33 m de espesor, correspondería al ciclo de excentricidad cuyo periodo es el de mayor tiempo de recurrencia siendo de 2400 ka, el ciclo 24.98m se ajusta al periodo de 700ka; el periodo de 16.0 m corresponde a las relaciones en el ciclo de 405ka, 5.02 m se correlaciona con el ciclo de 131ka, el periodo de 1.73 se relaciona con el ciclo de 54ka, para el caso de 1.64 corresponde con el ciclo de 41ka, finalmente el periodo de 1.18 m es comparable, con el ciclo de 29ka (aunque la relación de este periodo con respecto a los periodos mayores no es notoria); estos

últimos corresponden a periodos de oblicuidad. Para el periodo de 1.30 y 1.10 m de espesor no se encuentra ninguna relación comparable con algún ciclo orbital.

El mismo procedimiento se realizó a los ciclos encontrados en el análisis espectral realizado al carbonato de calcio, los resultados de las relaciones entre los ciclos encontrados en profundidad, se muestran en la Tabla 7, y su correspondiente ciclo orbital en la Tabla 8.

Tabla 7. Relación entre los periodos obtenidos en el análisis espectral en el dominio de la profundidad, para el carbonato de calcio en el núcleo CB-E4. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones entre los ciclos orbitales (Tabla 8).

Ciclo (m)	78.77	25.65	21.79	4.76	3.68	1.18
78.7	7 1.00					
25.6	5 3.07	1.00				
21.7	9 3.61	1.18	1.00			
4.7	6 16.55	5.39	4.58	1.00		
3.6	8 21.40	6.97	5.92	1.29	1.00	
1.13	8 66.75	21.74	18.47	4.03	3.12	1.00

Tabla 8. Relación entre los periodos orbitales, excentricidad y oblicuidad, a los cuales corresponden los periodos en el dominio de la profundidad del carbonato de calcio, núcleo CB-E4. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones entre los ciclos en profundidad para el núcleo CB-E4 (Tabla 7).

			Exc	entricidad		Oblicuidad
	Ciclo orbital					
	(años)	2400000	700000	131000	99000	29000
6	2400000	1				
, icidio	700000	3.43	1.00			
ent	131000	18.32	5.34	1.00		
€t <sup>6</sup>	99000	24.24	7.07	1.32	1.00	
Oblicuidad	29000	82.76	24.14	4.52	3.41	1.00

Para el caso del carbonato de calcio como se observa en las Tablas 7 y 8 y en la Figura 17, se presentan los siguientes ciclos, el periodo de 78.77 m de espesor, correspondería al ciclo de excentricidad cuyo periodo es el de mayor tiempo de

recurrencia siendo de 2400 ka, el periodo de 25.65m se ajusta al ciclo de 700ka, el periodo de 4.7 m se correlaciona con el ciclo de 131 ka, el periodo de 3.68 m se ajusta al ciclo de 99ka, todos los anteriores corresponden a ciclos orbitales en la excentricidad; y el periodo más pequeño podría corresponder con el ciclo de 29ka siendo de oblicuidad.

A diferencia de la susceptibilidad magnética no se encuentra el ciclo de 16m, pero si se registra un ciclo de 3.68 m.

En resumen a los anteriores resultados del análisis espectral para el núcleo CB-E4, a partir de la susceptibilidad magnética (SM) y el carbonato de calcio (CaCO3) se asocian los ciclos de la siguiente manera:

Ciclo	o (m)		
SM	CaCO3	desviación (m)	Ciclo orbital (años)
85.33	78.77 m	±4.6	2.400.000
25.65	24.98 m	±0.47	700.000
16.00	16.52 m	±0.40	400.000
5.02	4.76 m	±0.20	131.000
3.68	3.71 m	±0.25	99.000
1.73	1.72 m	±0.0071	54.000
1.64	1.65 m	±0.0071	41.000
1.18	1.19 m	±0.0071	29.000

(La desviación de los ciclos, que se muestra en metros, se estima a partir de los resultados obtenidos desde los tres métodos espectrales aplicados a los dos proxies utilizados, de manera que si los ciclos identificados por estas aplicaciones son iguales la desviación sería de 0.0m).

A partir del método de comparación de relaciones entre ciclos orbitales y ciclos en espesor para realizar el calibrado o *Tuning* orbital, se encontró que la sedimentación de este intervalo estuvo directamente relacionada con los eventos orbitales, ya que los periodos en espesor, los cuales son altamente significantes (considerados como eventos reales en el proxy, estando por encima de la curva de ruido), corresponden con las frecuencias y por lo tanto los ciclos de Milankovich.

80

Una vez se ha identificado que la sedimentación estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales, de acuerdo a la metodología el siguiente paso consiste en pasar los datos de profundidad a tiempo, de manera que se determine el tiempo de sedimentación del intervalo estudiado y a partir de los datums se establezca además a qué intervalo geológico corresponde.

# MODELO DE EDAD CALIBRADO ORBITALMENTE (Usando la bioestratigrafía de nanofósiles)

Una vez se ha realizado el calibrado "*Tuning*" orbital, se procede a realizar el filtrado de los periodos de interés, esto se hace con el objetivo de identificar cuántos periodos hay en la sección y posteriormente hacer el amarre en tiempo a partir de los datums (en este caso a partir de nanofósiles (Figura 18-Tabla 9.). En la Figura 18, se observan los eventos de nanofósiles a partir de los cuales se estimó la edad dada al núcleo CB-E4 (Mejía Alejandra, comunicación verbal 2009), correspondiendo al Mioceno temprano, sin ausencia de eventos ó vacíos en la sedimentación, y con una tasa de sedimentación promedio de 0.033m/ka. A partir de esta información fue posible establecer si los ciclos en espesor, tenían o no, la duración temporal que se estimó anteriormente.

		Profundidad	Edad Calibrada(Ma)	Tasas de
Núcleo	Evento	(m)	(m) Gradstein <i>et al.</i> ,	
		(11)	2004	(m/ka)
	FO Sphenolitus	99.70	17 70	
CD-E4	heteromorfus	00.70	17.70	
	LO			
CB-E4	Triquetrorhabdulus	107.50	18.28	0.032
	carinatus			
	FO Helicosphaera	180.85	20.43	0.034
CD-L4	ampliaperta	100.05	20.45	0.034

Tabla 9. Eventos de nanofósiles para el núcleo CB-E4. Estos datos se reportaron mediante comunicación verbal, Mejía Alejandra, 2009.



Figura 18. Eventos de nanofósiles, ubicados en profundidad Núcleo CB-E4. (Columna litoestratigráfica según Torres *et al.*, 2007). (Datos de nanofósiles proporcionados por Alejandra Mejía, comunicación verbal, 2009).

En la Figura 19 se observan las curvas obtenidas luego se realizar el filtrado de frecuencias correspondiente a los periodos de 85m (2400ka), 25.65m (700ka) y 16m (405 ka). En la Tabla 10 se presenta el número de ciclos encontrados para el núcleo del CB-E4. A partir de este conteo de ciclos fue posible estimar la cantidad de tiempo en la que se depositaron estos sedimentos. Por ejemplo para el ciclo de 85.33m, el número de ciclos encontrados para todo el intervalo es de 3, como este ciclo corresponde con el ciclo de 2400 ka, entonces toda la sección del CB-E4 tiene 7.2 Ma y la tasa de sedimentación estimada a partir de esta información es de 0.036m/ka. De esta manera se realiza el mismo análisis para los demás periodos, encontrándose intervalos de tiempo de depositación muy similares al encontrado con el periodo de 85.33 m, así como tasas de sedimentación, con una desviación de aproximadamente 300ka.

Tabla 10.	Número de ciclos encontrado	os para el núcleo CB-E4, de acuerdo a	los
resultados	obtenidos luego de filtrar lo	s periodos en profundidad, a partir de	la
susceptibili	dad magnética (SM) y el carbo	nato de calcio (CaCO <sub>3</sub> ).	

Periodo(m) Identificado en el análisis espectral	Numero de ciclos en 256 m (espesor del núcleo)	De acuerdo a las relaciones encontradas entre los ciclos en espesor su respectivo ciclo orbital sería de: en (años)	Intervalo de tiempo (años) estimado para le CB-E4 a partir del número de ciclos
		Susceptibilidad magnética (SM)	
85.33	3.00	2.400.000	7′200.281
25.65	9.98	700.000	6´986.355
16.52	15.50	405.000	6′276.029
5.02	51.00	131.000	6′680.478
3.71	69.00	99.000	6′831.267
1.73	147.98	54.000	7′990.751
1.65	155.15	41.000	6′361.212
1.19	215.13	29.000	6´238.655
		Promedio	6´820.629
		Carbonato de calcio (CaCO <sub>3</sub> )	
78.77	3.25	2.400.000	7′799.924
24.98	10.25	700.000	7′173.739
16	16.00	405.000	6′480.000
4.76	53.78	131.000	7´045.378
3.68	69.57	99.000	6´886.957
1.72	148.84	54.000	8′037.209
1.64	156.10	41.000	6′400.000
1.18	216.95	29.000	6′291.525
		Promedio	7′014.342



Figura 19. Filtrado de los ciclos identificados a partir del análisis espectral, núcleo CB-E4. En la Figura A, se observa el filtrado del ciclo de 85.33 m, equivalente a 2.4 Ma, en total se encuentran 3 ciclos. En la Figura B, se observa el filtrado del ciclo de 25.65 m, equivalente a 700 ka, en total se encuentran 9.98 ciclos. En la Figura C se observa el filtrado del ciclo de 16 m, equivalente a 405 ka, en total se identificaron 16 ciclos. Además se observa la ubicación de los datums, lo cual permitió corroborar los datos de los ciclos y ubicar la sección en el tiempo. (Este proceso de filtrado se lleva a cabo en Analyseries (Paillard *et al.*, 1996)).

Hasta el momento se ha encontrado que la sedimentación para los sedimentos del núcleo CB-E4, fue controlada por eventos cíclicos orbitales y a partir del filtrado de los periodos se determinó que el tiempo de depositación es de aproximadamente 7 millones de años, ±300ka; para establecer de qué periodo de tiempo se está hablando, se emplearon los datums bioestratigráficos existentes. Para este caso particular se han usado los datums de nanofósiles (Tabla 9).

En la Figura 19, se observa la ubicación de los tres eventos de nanofósiles (datums), en las curvas de los ciclos filtrados en profundidad, (85.33-24.98-16 m, 2400-700-405 ka respectivamente). Una vez se ubican estos datums en profundidad, lo siguiente que se hizo fue identificar si había correspondencia entre información que proviene de dos fuentes: el modelo de edad preliminar (puntos de amarre) y los ciclos. Este paso es fundamental ya que corrobora la interpretación que se ha realizado antes, se pueden presentar tres casos, 1. Que no haya suficiente información o puntos de amarre, en este caso solo se llega a proponer un modelo de edad, el cual debe ser calibrado a su vez con otra herramienta; 2. Que haya suficientes datums ó un modelo de edad preliminar robusto, pero que haya disparidad en la información de los datums y los ciclos orbitales, lo cual debe ser analizado y explicar porqué se presenta este comportamiento y, 3. Que haya suficientes datums ó un modelo de edad preliminar robusto y a su vez coincida y corrobore la información de los ciclos orbitales.

Para este caso se tiene la FO del *Sphenolitus heteromorfus* en 17.7 Ma encontrado a 88.7m de profundidad, además se tiene la LO del *Triquerohabdulus carinatus* en 18.28 Ma encontrado en 107.5 m, el intervalo de duración de estos eventos es de 580.000 años, al realizar el conteo de los ciclos entre estos datums (Figura 19), se obtiene en promedio una duración de 500.000 años, siendo comparable con el dato anterior. En el caso entre la LO del *Triquerohabdulus carinatus* en 18.28 Ma encontrado en 107.5 m y el FO *Helicosphaera ampliaperta* en 20.43 Ma encontrada en 180.85 m, la duración de este intervalo es de 2.15 Ma, y a partir del conteo de ciclos se obtiene en promedio

85

una duración de 2 Ma. Los resultados, obtenidos desde los datums de nanofósiles y el conteo de ciclos son similares, con ligeras diferencias, en donde los datums corroboran que los ciclos corresponden a ciclos orbitales, calibrando por lo tanto el modelo de edad estimado a partir de los nanofósiles, esto permite confirmar que la sedimentación estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales. Las ligeras diferencias pueden presentarse ya que, las tasas de sedimentación promedio encontradas a partir de los nanofósiles es de 0.033 m/ka, y a partir de los eventos orbitales esta en promedio es de 0.038m/ka.

Una vez se tiene seguridad de que los ciclos orbitales estuvieron presentes, estudiando los ciclos desde los eventos de nanofósiles, lo cual se realizó solo para los intervalos que comprendían estos eventos, el siguiente paso entonces es, extrapolar los datos a toda la sección.

A partir del conteo de ciclos, y de los datums de nanofósiles, considerando unas tasas de sedimentación estables, el modelo de edad para el núcleo CB-E4 (Figura 20) corresponde con el intervalo de 22.84 Ma ±300ka en 269m de profundidad, hasta 15.85 Ma ±300ka en 13 m de profundidad, correspondiendo con el Mioceno temprano - Mioceno medio respectivamente. Posiblemente en el intervalo más profundo de esta sección se encuentre la transición Oligoceno- Mioceno (23.03 Ma), o de acuerdo a los datos, muy cercano a ella (Figura 20).

El modelo de edad a partir de nanofósiles se calibra de una manera precisa con los ciclos orbitales, por lo tanto para evaluar si la sedimentación realmente es continua, es decir, que no presenta vacíos en la sedimentación y darle mayor estabilidad al modelo de edad calibrado orbitalmente, es necesario analizar qué elementos pueden ser indicadores de discontinuidades en la sedimentación, de esta manera será posible establecer si el modelo de edad es robusto y se tomaría como base para la calibración geocronológica de los eventos bioestratigráficos.



De acuerdo a Molinie y Ogg, (1992), se podrían esperar cambios abruptos en las tasas de sedimentación y posiblemente cambios litológicos, los cuales indiquen discontinuidades en la sedimentación. No obstante, de acuerdo a lo obtenido en el núcleo CB-E4, este no es el caso, ya que las tasas de sedimentación son prácticamente constantes y los cambios litológicos no son marcados, en donde se tiene una sedimentación continua de lodolitas con ciertos contenidos de limolitas (Figura 18).

Como se mencionó anteriormente las tasas de sedimentación tienden a mantenerse constantes, para corroborar esta hipótesis, Molinie y Ogg (1992) sugieren realizar el análisis espectral por ventanas cortas, y por lo tanto obtener datos de mayor resolución para identificar cambios en las tasas de sedimentación y posibles discontinuidades en la sedimentación.

# ANÁLISIS ESPECTRAL POR VENTANAS (Análisis de las tasas de sedimentación desde Milankovitch)

De acuerdo a Molinie y Ogg, (1992), las tasas de sedimentación son raramente constantes a través del tiempo por lo que la longitud espacial de los ciclos sedimentarios cambiará. El cambio en los picos espectrales por lo tanto puede indicar cambios en las tasas de sedimentación.

Para aportar evidencia, referente a si la sedimentación presentó o no discontinuidades, se sugiere, realizar el análisis espectral con una mayor resolución, esto es, análisis espectral por ventanas o ventaneo espectral. A partir de este análisis es posible determinar además, si estos ciclos son estacionarios en profundidad identificándose el comportamiento espectral a través del tiempo y por lo tanto el cambio de los ciclos debido a los cambios en la tasa de sedimentación.

Como se mencionó en la sección de la metodología el método más usado en la evaluación de estacionalidad en la cicloestratigrafía consiste en realizar el análisis por ventanas (*sliding window*), el tamaño de la ventana se ajusta de acuerdo al periodo más largo de interés. Al hablar de ventana, se hace referencia al intervalo de espesor o tiempo escogido para realizar el análisis espectral.

Por ejemplo, en el caso en el que se estudió la sección completa, en donde se sugiere una sedimentación continua, la ventana espectral comprendió todo el intervalo de espesor el cual va de 13 m a 269 m, es decir la ventana era de 256 m de espesor. Si la serie no es estacionaria y por lo tanto hay cambios en el espesor de los ciclos con el tiempo, una ventana pequeña es más precisa para determinar variaciones en las tasas de sedimentación, pero tiene poca resolución en periodos largos (Molinie y Ogg, 1992; Yang y Baunmfalk, 1994; Van Echelpoel, 1994). Al realizar al análisis espectral por intervalos cortos, se podrá identificar si los ciclos cambian a través del tiempo o en este caso con la profundidad; si estos ciclos cambian en profundidad las tasas de sedimentación también cambian, si dichos cambios son drásticos o abruptos, éste sería un elemento para indicar discontinuidades en la sedimentación.

Cuando se realizó el análisis espectral para la sección completa del núcleo CB-E4, la ventana espectral era de 256 m, a partir de este análisis espectral se identificaron ciclos de 85, 25, 16, 5 m de espesor aproximadamente. Al momento de realizar el análisis espectral por ventanas que se sobrelapan (*sliding window*), es necesario tener en cuenta que si la ventana espectral es más pequeña que el ciclo máximo identificado para toda la sección, no será posible identificar tal ciclo.

Con el objetivo de identificar con una mayor resolución los cambios que puedan presentarse en las tasas de sedimentación, para este caso se trabajó con una ventana espectral de 40 m, con un sobrelapamiento del 75 %. En el análisis espectral a partir de esta ventana se podrán identificar los ciclos menores a 40 m, es decir, posiblemente se identifiquen los ciclos de 25, 16, 5 m de espesor, equivalentes a 700, 405 y 131 ka, por lo tanto, no se identificarán los ciclos de mayor recurrencia, es decir el ciclo de 85 m, el cual es equivalente al ciclo de 2400 ka.

Para ser más claros, la primera ventana espectral corresponde al intervalo de 13 a 53m; esta ventana a su vez se va moviendo cada 10 m (Figura 21), es decir, la segunda ventana corresponde al intervalo de 23 a 63m, la tercera ventana corresponde al intervalo de 33 a 73m y así sucesivamente a través de todo el núcleo, en total se obtuvieron 22 segmentos de sucesivos espectros (Figura 22), el porcentaje de solapamiento -*overlapping*- es del 75 %.

De acuerdo a Molinie y Ogg (1992), las características espectrales obtenidas de cada ventana, pueden ser consideradas como representativas de la profundidad

89

correspondiente al centro del intervalo, por ejemplo, las características espectrales de la primera ventana que corresponde al intervalo de 13 a 53 m, se le atribuyen a la profundidad de 33m, de manera que finalmente se obtiene información espectral cada 10m, como se observa en la figura 22.

Para tener más claridad de cómo es la configuración de estas ventanas de 40 m, con un solapamiento del 75%, se muestra gráficamente dicho arreglo en la Figura 21. En este caso se muestran las primeras 5 ventanas y así se siguen moviendo a través del núcleo. Como se mencionó anteriormente las características espectrales que se lean de cada ventana de 40 m, se le atribuyen al intervalo medio. En la Figura 21 se observan las primeras 5 ventanas las cuales corresponden a las profundidades de 33, 43, 53, 63 y 73m.



Figura 21. Representación gráfica de las ventanas para realizar el análisis espectral para el núcleo CB-E4, el intervalo es de 40 m, y este se va moviendo cada 10 m, con un solapamiento del 75%. Las características espectrales de cada ventana corresponden a la profundidad del intervalo medio, es decir, para la primera ventana que corresponde al intervalo de 13 a 53m, las características espectrales corresponden al intervalo medio, 33m.

Como se observa en la Tabla 11, y en la Figura 22, donde se muestran los resultados del análisis espectral, el ciclo dominante que se registra corresponde en promedio al ciclo con periodad de 16 m de espesor (que de acuerdo a las relaciones entre los periodos orbitales corresponde con el periodo de 405 ka). Si se sigue la línea roja punteada en la Figura 22, se observa cierta oscilación en la frecuencia cercana al periodo de 16 m, si esta línea fuese recta, indicaría que las frecuencias o el periodo es el mismo con el tiempo, lo cual indicaría que no hay cambios en las tasas de sedimentación, este no es el caso; por lo que se infiere que hay ciertas variaciones en las tasas de sedimentación.

Tabla 11. Datos obtenidos del análisis espectral por ventanas para el núcleo CB-E4, en donde se observa que el ciclo de 16 m, predomina en toda la sección (con ciertas variaciones), lo cual indica que el ciclo de excentricidad de 405 ka, estuvo presente en la sedimentación de todo el intervalo. Para estimar las tasas de sedimentación, por ejemplo, para el primer intervalo si 17.78 m corresponden a 405 ka, en 1000 años se depositaron 0.044 m, luego la tasa de sedimentación fue de 0.044m/ka.

Intervalo espectral	espectral Profundidad Profundidad Profundidad Profundidad Profundidad Profundidad Profundidad Profundidad, el cual es a su vez equivale al ciclo de excentricidad de 405 ka		Tasas de Sedimentación m/ka
10.50			
13-53 m	33 m	17.78 m	0.044
23-63 m	43 m	14.55 m	0.036
33-73 m	53 m	16.00 m	0.040
43-83 m	63 m	13.33 m	0.033
53-93 m	73 m	16.00 m	0.040
63-103 m	83 m	16.00 m	0.040
73-113 m	93 m	17.78 m	0.044
83-123 m	103 m	20.00 m	0.050
93-133 m	113 m	17.78 m	0.044
103-143 m	123 m	20.00 m	0.050
113-153 m	133 m	20.00 m	0.050
123-163 m	143 m	20.00 m	0.050
133-173 m	153 m	17.78 m	0.044
143-183 m	163 m	17.78 m	0.044
153-193 m	173 m	20.00 m	0.050
163-203 m	183 m	14.55 m	0.036
173-213 m	193 m	13.33 m	0.033
183-223 m	203 m	17.78 m	0.044
193-233 m	213 m	17.78 m	0.044
203-243 m	223 m	20.00 m	0.050
213-253 m	233 m	14.55 m	0.036



Figura 22. Análisis espectral realizado en la susceptibilidad magnética para el núcleo CB-E4, por el método de ventanas (*sliding window*). La longitud de la ventana es de 40m, y esta a su vez de mueve cada 10 m. El periodo dominante corresponde a 16m (405ka). Ver Tabla 11 y Figura 23 para conocer los cambios en las tasas de sedimentación.

El ciclo de 16 m (405 ka), tiene ligeros cambios con la profundidad, se encuentran valores mínimos de 13.33 m y máximos de 20m, que corresponderían a valores en las tasas de sedimentación de 0.033 y 0.05 m/ka respectivamente (Figura 23). Estas tasas de sedimentación se deducen desde la información del ciclo en metros y asumiendo que éste corresponde a 405 ka. Los cambios de las tasas de sedimentación en profundidad son los siguientes: en el intervalo más profundo ocurrido desde 269 a 243 m se observa un aumento en las tasas hasta 0.05 m/ka, posteriormente el intervalo desde 243 a 193 m las tasas de sedimentación disminuyen hasta llegar a 0.033 m/ka. Las tasas vuelven a aumentar entre 193 y 173m, donde posteriormente se observa un intervalo (173-103 m) casi constante o estable, donde estas varían de 0.044 a 0.05 m/ka. De nuevo se observa un descenso hasta 0.033 m/ka en 63m, donde finalmente las tasas de sedimentación muestran de nuevo un aumento hasta 0.044 m/ka (Figura 23).



Figura 23. Cambios identificados en las tasas de sedimentación de acuerdo a las variaciones en profundidad del ciclo de 16 m (405 ka) por el método de ventaneo espectral, para el núcleo CB-E4. Las flechas indican las tendencias de las tasas de sedimentación.

A partir de lo anterior se identifican los cambios marcados o más representativos en las tasas de sedimentación en los intervalos de 223-193-173-103-63m. ¿A qué corresponden estos cambios en las tasas de sedimentación?. Para identificar esto, se realizó la comparación entre los datos litológicos y dichas tasas. ¿Se podrían considerar estos cambios como discontinuidades en la sedimentación?



Figura 24. Cambios identificados en profundidad en las tasas de sedimentación asociados al comportamiento de los proxies y los variaciones litológicas, Núcleo CB-E4.

A partir de esta comparación (Figura 24), se identificó que aunque no hay cambios sedimentológicos drásticos que marquen grandes cambios en las tasas de sedimentación, se observa una ligera tendencia, cuando hay mayor proporción de limolitas (en la columna estratigráfica color café) disminuyen las tasas de sedimentación, como se observa en el intervalo de 223 a 193 m y en el intervalo de 103 a 63m. Por el contrario cuando hay mayor cantidad de lodolitas (en la columna color gris) las tasas de sedimentación son mayores y tienden a ser más estables.

Estos datos revelan que las tasas de sedimentación tienden a mantenerse estables, si hay cambios estos son ligeros y tienden a ser graduales.

### EDAD PARA EL NÚCLEO CARMEN DE BOLÍVAR ESTRATIGRÁFICO 4 (CB-E4)

Se calibró el modelo de edad del CB-E4 teniendo como base el modelo de edad establecido desde los nanofósiles, los resultados mostraron que los eventos de los nanofósiles (alta resolución de muestreo) se calibran con los eventos cíclicos orbitales, para el Mioceno temprano-medio. A partir del análisis espectral por ventanas (*sliding window*) se demostró que las tasas de sedimentación no varían drásticamente, tienden a mantenerse estables, en promedio de 0.043m/ka.

## 8.2 CICLICIDAD EN EL NÚCLEO CARMEN DE BOLÍVAR ESTRATIGRÁFICO 3 (CB-E3)

El mismo método de box plot para la eliminación de *outliers* se aplicó para los proxies del núcleo CB-E3. En la Tabla 12 se resumen los resultados para la curva de susceptibilidad magnética, se eliminaros los *outliers* por encima de 1.16 m<sup>3</sup> /kg y por debajo de 0.45 m<sup>3</sup> /kg.

Tabla 12. Datos estadísticos para determinar *outliers* en la curva de susceptibilidad magnética en el núcleo CB-E3.

Datos esta	adísticos	
Cuartil 25 (Q1)	0.72	
Cuartil 75 (Q3)	0.89	
IQR	0.18	Q3-Q1
h	0.27	1.5*IQR
LIF	0.45	Q1-h
UIF	1.16	Q3+h

Los datos para el carbonato de calcio se resumen en la Tabla 13, los *outliers* eliminados están por debajo de -2.8% y por encima de 17.45%.

Datos es		
Cuartil 25 (Q1)	4.79	
Cuartil 75 (Q3)	9.85	
IQR	5.06	Q3-Q1
h	7.59	1.5*IQR
LIF	-2.80	Q1-h
UIF	17.45	Q3+h

Tabla 13. Datos estadísticos para determinar *outliers* en la curva de Carbonato de calcio para el núcleo CB-E3.

En la Figura 25, se muestra el resultado de la eliminación de los *outliers* en los proxies para el núcleo CB-E3. En esta correlación se aprecia que los proxies tienden a mostrar comportamientos opuestos, al igual que en el caso del núcleo CB-E4, en donde a mayor susceptibilidad magnética hay menor contenido de carbonato de calcio y viceversa (comportamiento teórico).



Figura 25. Susceptibilidad y CaCO3 vs espesor estratigráfico del núcleo CB-E3. En las curvas ya se han eliminado los *outliers*. En general hay una correspondencia negativa en las tendencias de estas curvas.

## **ANÁLISIS ESPECTRAL**

Una vez eliminados los *outliers* de los proxies, se corrió el análisis espectral para este núcleo, CB-E3. En la Figura 26 (Tabla 14), se observa el resultado de este análisis sobre los proxies de la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio.

Se identifican ciertos periodos dominantes, por encima del 90% de confianza (menor límite de confianza permitido). En el espectro de frecuencias a partir de la susceptibilidad magnética (Figura 26) se observa que los métodos Bootstrapping y Lomb Scargle tienden a identificar los mismos ciclos para la sección completa, el método Blackman Tukey suaviza el espectro y solo muestra ciertos picos comparables con los otros dos métodos. Los periodos identificados como significantes son de aproximadamente 28.7, 23.96, 14.62, 4.27, 1.64, 1.24, 1.14 m de espesor, en este caso los picos 112 y 56m se consideran armónicos del periodo de 28m.

En cuanto al carbonato de calcio, para este intervalo se muestra una señal más clara así como mayor precisión en los picos encontrados 70.81, 25.59, 15.67, 7.73, 4.40, 1.60, 1.21, 1.12 m.

Tabla 14. Resumen de los ciclos identificados como ciclos significativos, obtenidos en el análisis espectral, aplicado a la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio, núcleo CB-E3. La X significa que ese periodo no se identificó a partir de ese método.

proxy	Método								
analizado	Aplicado	Periodo Significante (m)							
	Blackman								
	Tukey	*112.8	29.63	Х	4.28	х	х	х	х
Susceptibilidad			28.87-						
Magnética	Bootstrapping	*56.3	23.96	14.62	4.25	Х	1.64	1.24	х
	Lomb Scargle	*56.41	28.2	Х	4.27	Х	1.64	1.24	1.14
	Blackman								
Carbonato de	Tukey	х	Х	16.32	4.42	Х	Х	х	х
Calcio	Bootstrapping	70.38	25.59	15.86	4.38	Х	Х	Х	Х
	Lomb Scargle	70.51	Х	15.67	4.95	1.88	1.60	1.21	1.12



Figura 26. Espectro de (periodograma) frecuencias obtenido para las curvas de susceptibilidad magnética y carbonato de calcio, núcleo CB-E3. A. Método Blackman Β. Método Tukey Bootstrapping C. Método Lomb Scargle, los dos últimos la muestran significancia de los datos. Cada pico identificado con la línea punteada roja, corresponde а una frecuencia- periodo (ciclo) de espesor específico, que se repite en los tres métodos y además corresponden con un intervalo de confianza alto considerados (error bajo), eventos reales, como ubicados por encima de la curva de ruido.

### CALIBRACIÓN "TUNING" ORBITAL

Al igual que en el núcleo CB-E4, el análisis espectral para el núcleo CB-E3 se realizó en proxies que están en el dominio de la profundidad, por esta razón los ciclos encontrados corresponden a ciclos en espesor (p.e ciclos de 25.59 m, 14.62 m, etc), se estableció la relación de los periodos obtenidos en espesor y se compararon estos datos con las relaciones establecidas entre los periodos orbitales para identificar si estos ciclos corresponden con las frecuencias orbitales. En la Tabla 15 se presenta la relación de los ciclos en espesor (análisis espectral realizado en profundidad), obtenidos para la susceptibilidad magnética; al compararlos con las relaciones establecida desde los ciclos orbitales (Tabla 16) se encontró que los ciclos en espesor para el núcleo CB-E3, se ajustan a los ciclos orbitales de excentricidad y de oblicuidad.

Tabla 15. Relación entre los periodos obtenidos en el análisis espectral en el dominio de la profundidad, para la susceptibilidad magnética en el núcleo CB-E3. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones entre los ciclos orbitales (Tabla 16).

Ciclo (m)	28.87	14.62	4.25	1.64	1.24	1.14
28.87	1.00					
14.62	1.97	1.00				
4.25	6.79	3.44	1.00			
1.64	17.60	8.91	2.59	1.00		
1.24	23.28	11.79	3.43	1.32	1.00	
1.14	25.32	12.82	3.73	1.44	1.09	1.00

Tabla 16. Relación entre los periodos orbitales, excentricidad y oblicuidad, a los cuales corresponden los periodos en el dominio de la profundidad de la susceptibilidad magnética, núcleo CB-E3. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones obtenidas entre los ciclos en profundidad para el núcleo CB-E3 (Tabla 15).

			Excentricidad		Oblicu	uidad
	Ciclo orbital					
	(años)	700000	405000	124000	54000	41000
	700000	1.00				
Excentricidad	405000	1.73	1.00			
	124000	5.65	3.27	1.00		
Oblian ideal	54000	12.96	7.50	2.30	1.00	
Obliculdad	41000	17.07	9.88	3.02	1.32	1.00

Estas relaciones pueden entenderse mejor de la siguiente manera:

Periodos en	Relación entre los periodos	Relación entre los	Ciclos
Profundidad (m)	en profundidad (Tabla 15)	ciclos orbitales	orbitales (años)
núcleo CB-E3	núcleo CB-E3	(Tabla 16)	
28.87:14.62	(1.97)	(1.73) 70	0.000:405.000
28.87:4.25	(6.79)	(5.65) 70	0.000:124.000
14.62:4.25	(3.44)	(3.27) 40	5.000:124.000
4.25:1.64	(2.59)	(2.30) 12	4.000:54.000
4.25:1.24	(3.43)	(3.02) 12	4.000:41.000
1.64:1.24	(1.32)	(1.32) 54	.000:41.000

De esta manera, el ciclo de 28.87 m de espesor, corresponde al ciclo de excentricidad de 700 ka, el ciclo de 14.62 m corresponde al ciclo de 405ka, 4.25 m se correlaciona con el ciclo de 124ka, todos los anteriores corresponden a periodos orbitales de excentricidad; el ciclo de 1.64 se relaciona con el ciclo de 54ka, para el caso de 1.24 esta tiene relación similar a la encontrada para 41ka, estos últimos coinciden con los periodos de oblicuidad (relaciones más dispersas, posiblemente por la baja amplitud de estos en el espectro (Figura 26).

En la Tabla 17 se presenta la relación de los ciclos obtenidos a partir del análisis espectral sobre el carbonato de calcio; estos son comparados con las relaciones de los ciclos orbitales observados en la Tabla 18.

Tabla 17. Relación entre los periodos obtenidos en el análisis espectral en el dominio de la profundidad, para el carbonato de calcio en el núcleo CB-E3. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones entre los ciclos orbitales (Tabla 18).

Cido (m)	70.38	25.59	15.67	4.42	16	1.21
70.38	1.00					
25.59	2.75	1.00				
15.67	4.49	1.63	1.00			
4.42	15.92	5.79	3.55	1.00		
1.6	43.99	15.99	9.79	2.76	1.00	
1.21	58.17	21.15	12.95	3.65	132	1.00

Tabla 18. Relación entre los periodos orbitales, excentricidad y oblicuidad, a los cuales corresponden los periodos en el dominio de la profundidad del carbonato de calcio, núcleo CB-E3. Ver valores en color de realce, estas relaciones son similares a las relaciones entre los ciclos en profundidad para el núcleo CB-E3 (Tabla 17).

		Excentricidad				Oblicuida	ıd
	Ciclo Orbital						
	(años)	2400000	700000	405000	124000	54000	41000
6	2400000	1.00					
ricide	700000	3.43	1.00				
, cent	405000	5.93	1.73	1.00			
¢.	124000	19.35	5.65	3.27	1.00		
Obliquidad	54000	44.44	12.96	7.50	2.30	1.00	
Obliculuau	41000	58.54	17.07	9.88	3.02	1.32	1.00
Periodos en Profundidad (ı núcleo CB-E3	en Relación entre los periodos Relación entre los ad (m) en profundidad (Tabla 17) ciclos orbitales -E3 núcleo CB-E3 (Tabla 18)		entre los tales	Ciclos orbitales	(años)		
25.59:15.67	7	(1.63)		(1	.73)	700.000:40	05.000
25.59:4.42		(5.79)		(5.65)		700.000:124.000	
15.67:4.42		(3.55)		(3.27)		405.000:124.00	
4.42:1.6		(2.76		(2.30)		124.000:54.000	
1.60:1.21		(1.32)		(1.32)		54.000:41.000	

De acuerdo a lo anterior, el periodo de 25.59 m es comparable con el ciclo de 700ka; el periodo de 15.67 m corresponde al ciclo de 405ka, 4.42 m se correlaciona con el ciclo de 124ka, todos los anteriores corresponden a ciclos orbitales en la excentricidad; el periodo de 1.6 se relaciona con el ciclo de 54ka, para el caso de 1.24 esta tiene relación similar a la encontrada para 41ka, respectivamente, estos últimos coinciden con los periodos de oblicuidad (al igual que en los anteriores casos, estas relaciones son más dispersas, y presentan una baja amplitud en el espectro (Figura 26)).

En resumen del análisis espectral para el núcleo CB-E3, a partir de la susceptibilidad magnética (SM) y el carbonato de calcio (CaCO3) se asocian los ciclos de la siguiente manera:

102

	Ciclo (m)			
SM	CaCC	)3 d	esviación (m)	Ciclo orbital (años)
28.87	25.59	m ±1.64	700.00	00
14.62	15.67	m ±0.53	405.00	00
4.25	4.42	m ±0.085	5 124.00	00
1.64	1.60	m ±0.020	54.000	)
1.24	1.21 r	m ±0.015	6 41.000	)

La desviación de los ciclos que se muestra en metros, se estima a partir de los resultados obtenidos desde los tres métodos espectrales aplicados a los dos proxies utilizados.

De acuerdo a los resultados obtenidos para el núcleo CB-E3, se encuentra que la sedimentación de este intervalo está directamente relacionada con los eventos orbitales, ya que los periodos en espesor, corresponden con las frecuencias y por lo tanto los ciclos de Milankovich.

A continuación se pasaron los datos de profundidad a tiempo, para determinar el tiempo de sedimentación del intervalo estudiado y a partir de los datums de nanofósiles establecer a qué intervalo geológico corresponde.

# MODELO DE EDAD CALIBRADO ORBITALMENTE (Usando la bioestratigrafía de nanofósiles)

Para realizar el calibrado "*Tuning*" orbital, y posteriormente hacer el amarre en tiempo, se emplearon los datums registrados a partir de los nanofósiles. En la Figura 27 y Tabla 19, se muestran los eventos de nanofósiles a partir de los cuales se estimó la edad dada al núcleo CB-E3 (Restrepo Sandra, comunicación verbal 2009), correspondiendo al Oligoceno y sin ausencia de eventos ó vacíos en la sedimentación, con una tasa de sedimentación de 0.042 m/ka.

A partir de esta información fue posible reafirmar si los ciclos identificados en el dominio de la profundidad, están debidamente descritos.



Figura 27. Eventos de nanofósiles, ubicados en profundidad. Núcleo CB-E3. (Datos proporcionados por Sandra Restrepo, comunicación verbal, 2009). Columna litoestratigráfica según Torres *et al.*, 2007.

Núcleo	Evento	Profundidad (m)	Edad según Berggren <i>et</i> <i>al.</i> , 1995	Tasas de sedimentación (m/ka)
CB-E3	FO Triquetrorhabdulus carinatus	65.90	27.10	
CB-E3	FO Cyclicargolithus abisectus	188.40	30.00	0.042

Tabla 19. Eventos de nanofósiles, núcleo CB-E3. Estos datos se reportaron mediante comunicación verbal, Restrepo Sandra, 2009.

En la Figura 28 se observan las curvas obtenidas luego de realizar el filtrado de frecuencias correspondiente a los periodos de 25.59m (700ka), 14.62m (405ka). En la Tabla 20 se muestra el número de ciclos encontrados para el núcleo del CB-E3, para cada periodo identificado; a partir de este conteo de ciclos fue posible estimar la cantidad de tiempo en la que se depositaron estos sedimentos. Por ejemplo para el periodo de 25.59 m el número de ciclos en el núcleo es de 11, como este periodo corresponde con el periodo de 700 ka, entonces toda la sección del CB-E3 tiene 7.7 Ma, con esta información se obtienen las tasas de sedimentación en promedio de 0.037 m/ka; el mismo análisis se realiza para los demás ciclos, encontrándose intervalos de tiempo de depositación muy similares al encontrado con el periodo de 25.59 m, con una desviación de aproximadamente 300ka.

Tabla 20. Número de ciclos encontrados para el núcleo CB-E3, de acuerdo a los resultados obtenidos luego de filtrar los periodos en profundidad, a partir de la susceptibilidad magnética (SM) y el carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>).

Periodo(m)	Numero de	De acuerdo a las relaciones encontradas	Intervalo de tiempo
Identificado en	ciclos en 281.5	entre los ciclos en espesor su respectivo	(años) estimado para le
el análisis	m (espesor del	ciclo orbital sería de:	CB-E3 a partir del
espectral	núcleo)	en (años)	número de ciclos
		Carbonato de calcio (CaCO <sub>3</sub> )	
25.59	11.00	700.000	7.700.274
15.67	17.96	405.000	7.275.526
4.42	63.69	124.000	7.897.285
		Promedio	7.624.362
		Susceptibilidad magnética (SM)	
28.87	9.75	700.000	6.825.424
14.62	19.25	405.000	7.798.051
4.25	66.24	124.000	8.213.176
		Promedio	7.612.217

Hasta el momento se ha encontrado que la sedimentación para los sedimentos del núcleo CB-E3, fue controlada por eventos cíclicos orbitales y a partir del filtrado de los periodos se determinó que el tiempo de depositación es de aproximadamente 7.7 millones de años, a continuación se hace el amarre en tiempo a partir de los datums bioestratigráficos (nanofósiles).



Figura 28. Filtrado de los periodos identificados a partir del análisis espectral, núcleo CB-E3. En la Figura A, se observa el filtrado del ciclo de 25.59 m, equivalente a 700ka, en total se encuentran 11 ciclos. En la Figura B, se observa el filtrado del ciclo de 14.62 m, equivalente a 405 ka, en total se encuentran 19.25 ciclos. Además se observa la ubicación de los datums, lo cual permite corroborar los datos de los ciclos y ubicar la sección en el tiempo. (Este proceso de filtrado se lleva a cabo en Analyseries (Paillard et al., 1996)).

En la Figura 28, se muestra la ubicación de los datums en las curvas de los ciclos filtrados, en ésta se observa y corrobora que los ciclos corresponden con los propuestos anteriormente con el método de relación entre periodos, es decir, al analizar el intervalo en el que están los datums, y realizar el conteo de ciclos se encuentran resultados que se calibran entre sí. El intervalo de edad entre la FO *Triquerohabdulus Carinatus* y el FO *Cyclicargolithus abisectus* es de 2.9 Ma, y a partir del conteo de ciclos ésta es de aproximadamente 3.3 Ma, ±400 ka.

Con los resultados obtenidos luego de realizado el proceso de filtrado de ciclos y a partir del amarre en tiempo desde los datums de nanofósiles, se establece el modelo de edad para el núcleo CB-E3 (Figura 29), el cual corresponde al intervalo de 33.01 Ma  $\pm$  300ka a 25.31 Ma  $\pm$  300ka, Oligoceno temprano-tardío, suponiendo tasas de sedimentación constantes.

Al igual que para el núcleo CB-E4, para identificar si hay cambios en las tasas de sedimentación, se realizó el análisis espectral por ventanas, identificando si hay cambios en los periodos orbitales a través de todo el intervalo y por ende cambios en las tasas de sedimentación en el núcleo CB-E3.





Figura 29. Modelo de edad calibrado a partir del análisis cicloestratigráfico para el núcleo CB-E3. Para este caso se muestra el filtro del periodo de 14.62 m, el cual corresponde a 405 ka, a partir del cual se hace el conteo de ciclos para obtener el modelo de edad para todo el intervalo, amarre en tiempo a partir de los nanofósiles, considerando una tasa de sedimentación estable.

## ANÁLISIS ESPECTRAL POR VENTANAS (Análisis tasas de sedimentación desde Milankovitch)

Cuando se realizó el análisis espectral para la sección del núcleo CB-E3 completa, la ventana espectral era de 281.5m, obteniéndose ciclos de 25.59, 15.67 y 4.42 m de espesor aproximadamente, al momento de realizarse el análisis espectral por ventanas que se sobrelapan (*sliding window*), al igual que como se realizó para el núcleo CB-E4, es necesario tener en cuenta que si la ventana espectral es más pequeña que el ciclo máximo identificado, entonces no será posible identificar tal ciclo, con el objetivo de establecer con una mayor resolución los cambios que puedan presentarse en las tasas de sedimentación, para este caso se trabajó con una ventana de 40 m, con un sobrelapamiento del 75 %, de acuerdo a los resultados obtenidos en el análisis espectral a partir de esta ventana se podrán identificar los ciclos menores a 40 m, es decir los ciclos de 25.59, 15.67 y 4.42 m de espesor, equivalentes a 700, 405 y 124 ka.

Para este caso la primera ventana espectral corresponde al intervalo de 0.5 a 40.5 m; esta ventana a su vez se va moviendo cada 10 m, la segunda ventana corresponde al intervalo de 10.5 a 50.5m, la tercera ventana corresponde al intervalo de 20.5 a 60.5m y así sucesivamente a través de todo el núcleo, en total se obtuvieron 25 segmentos de sucesivos espectros, (Figura 30-31).

En la Figura 30, se observa un diagrama de la estructura de estas ventanas de 40 m, con un solapamiento del 75%, para realizar el análisis espectral, en este caso se muestran las primeras 5 ventanas y así se siguen moviendo a través del núcleo. Como se mencionó anteriormente las características espectrales que se lean de cada ventana de 40 m, se le atribuyen al intervalo medio, en la Figura 30 se observan las primeras 5 ventanas las cuales corresponden a las profundidades de 20.5, 30.5, 40.5, 50.5 y 60.5m y así se siguen moviendo a través del núcleo hasta llegar a 260.5m.



Figura 30. Representación gráfica de las ventanas para realizar el análisis espectral, para el núcleo CB-E3. El intervalo es de 40 m, y este se va moviendo cada 10 m, con un solapamiento del 75%. Las características espectrales de cada ventana corresponden a la profundidad del intervalo medio, es decir, para la primera ventana que corresponde al intervalo de 0.5 a 40.5m, las características espectrales corresponden al intervalo medio, 20.5m.

Los resultados de la descomposición espectral por ventaneo para la susceptibilidad magnética se muestran en la Tabla 21, en esta se especifican a qué periodo específico corresponde cada pico espectral de la Figura 31, identificando como cambian estos ciclos en profundidad. En este caso se registran dos periodos que cambian con
respecto a tiempo, los cuales son 26 m (700ka) y 16 (405ka), la línea punteada en la Figura 31, sugiere fluctuaciones en la frecuencia a través de la profundidad, con estas pequeñas fluctuaciones se estiman los posibles cambios en las tasas de sedimentación (Figura 32), se observa, que los cambios de los periodos en espesor (y por lo tanto en las tasas de sedimentación) a través del tiempo son graduales, no se observan cambios drásticos, lo cual puede indicar que la sedimentación aunque no es totalmente estacionaria (no se conservan constantes los periodos en espesor), tiende a ser uniforme.

Tabla 21. Datos obtenidos del análisis espectral por ventanas para el núcleo CB-E3, en donde se observa que el ciclo de 16 y 26m, predominan en la sección (con ciertas variaciones), lo cual indica que los ciclos de excentricidad de 405 ka y 700ka, estuvieron presentes en la sedimentación de este intervalo. Para determinar las tasas de sedimentación, por ejemplo si el ciclo de 26.67 m, equivale al ciclo de 700ka, entonces 1000 años equivalen a 0.038 m., luego la tasa de sedimentación fue de 0.038m/ka.

Intervalo espectral (m)	Profundidad (m) Intervalo medio	Variación del ciclo de 16 y 26 m en profundidad, el cual es a su vez equivale al ciclo de excentricidad de 405 ka y 700ka, respectivamente.	Tasas de Sedimentación m/ka
0.5-40.5	20.5	26.67	0.038
10.5-50.5	30.5	26.67	0.038
20.5-60.5	40.5	26.67	0.038
30.5-70.5	50.5	26.67	0.038
40.5-80.5	60.5	26.67	0.038
50.5-90.5	70.5	20.00	0.050
60.5-100.5	80.5	16.00	0.040
70.5-110.5	90.5	20.00	0.050
80.5-120.5	100.5	16.00	0.040
90.5-130.5	110.5	16.00	0.040
100.5-140.5	120.5	16.00	0.040
110.5-150.5	130.5	13.33	0.033
120.5-160.5	140.5	13.33	0.033
130.5-170.5	150.5	17.78	0.044
140.5-180.5	160.5	26.67	0.038
150.5-190.5	170.5	26.67	0.038
160.5-200.5	180.5	26.67	0.038
170.5-210.5	190.5	26.67	0.038
180.5-220.5	200.5	20.00	0.050
190.5-230.5	210.5	17.78	0.044
200.5-240.5	220.5	20.00	0.050
210.5-250.5	230.5	14.55	0.036
220.5-260.5	240.5	17.78	0.044
230.5-270.5	250.5	22.86	0.033
240.5-280.5	260.5	20.00	0.050



Figura 31. Análisis espectral realizado en la susceptibilidad magnética por el método de ventanas (sliding window), para el núcleo CB-E3. La longitud de la ventana es de 40m, y esta a su vez de mueve cada 10 m. Periodos dominantes 16 y 26 m (405ka y 700ka respectivamente).

En la Figura 32 y Tabla 21, se observan los cambios en las tasas de sedimentación, las cuales se encuentran en un rango de 0.033 y 0.05 m/ka, en promedio se estiman unas tasas de sedimentación de 0.041m/ka.



Figura 32. Cambios identificados en profundidad en las tasas de sedimentación para el núcleo CB-E3, de acuerdo a los cambios en profundidad del periodo de 26 y 16 m (700 y 405 ka respectivamente). Las flechas indican las tendencias de las tasas de sedimentación.

Para este núcleo también se realizó la comparación entre la columna litoestratigráfica y las tasas de sedimentación estimadas. De acuerdo a los resultados mostrados en la Figura 33, aunque en su mayoría la litología de este núcleo está compuesta de limolitas, se observa que cuando hay mayor contenido de lodolitas las tasas de sedimentación tienden a ser ligeramente más altas, la misma tendencia se observó para el núcleo CB-E4.



Figura 33. Cambios identificados en las tasas de sedimentación asociados al comportamiento de los proxies y los cambios litológicos, en profundidad, núcleo CB-E3.

### EDAD PARA EL NÚCLEO CARMEN DE BOLIVAR ESTRATIGRÁFICO 3 (CB-E3)

Se calibró el modelo de edad del CB-E3 teniendo como base el modelo de edad establecido desde los nanofósiles, los resultados mostraron que los eventos de los nanofósiles se calibran con los eventos cíclicos orbitales. Toda la sección del núcleo CB-E3 correspondería con el Oligoceno temprano-tardío, además se demostró que las tasas de sedimentación tienden a ser constantes a través del tiempo, siendo en promedio de 0.041 m/ka.

### 9. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

## 9.1 MODELO DE EDAD CALIBRADO ORBITALMENTE PARA LA FORMACIÓN EL CARMEN

De acuerdo al análisis espectral en profundidad y a la respectiva calibración astronómica, utilizando como guía la bioestratigrafía de nanofósiles, se pudo establecer que la sedimentación de la Formación El Carmen (intervalo Oligoceno temprano a Mioceno medio), estuvo controlada predominantemente por la excentricidad. Esta sedimentación se mantuvo estable a lo largo de este intervalo, con tasas de sedimentación en promedio de 0.041m/ka.

Para el núcleo Carmen de Bolívar Estratigráfico 4 (CB-E4), se encontró a partir de los proxies de susceptibilidad magnética y carbonato de calcio, que la sedimentación estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales al identificarse ciclos de excentricidad de 2400, 700, 400, 131 ka, a partir de los cuales se estimó y calibró el modelo de edad basados en el amarre en tiempo a partir de los nanofósiles, estimándose un intervalo de edad de 15.83 Ma ±300ka, a 22.84 Ma ±300ka, lo cual corresponde al intervalo geológico desde el Mioceno temprano al Mioceno medio (Figura 34A).

A partir del análisis espectral por ventanas se encontró que la sedimentación presentó un comportamiento estable, con una tasa de sedimentación promedio de 0.043 m/ka. De acuerdo a Molinie y Ogg (1992), los cambios abruptos en las tasas de sedimentación son indicadores de discontinuidades en la sedimentación, por lo que se infiere que la sedimentación en estudio no estuvo afectada por discontinuidades marcadas, en esta sección geológica. En cuanto a la transición Oligoceno-Mioceno, ésta se encuentra en la base del núcleo CB-E4, (Figura 34A).

Para el núcleo Carmen de Bolívar Estratigráfico 3 (CB-E3), también se reconocieron ciclos de excentricidad de 2400, 700, 400, 131 ka, a partir de los cuales se estimó y calibró el modelo de edad basados en el amarre en tiempo a partir de los nanofósiles, estimándose un intervalo de edad de 25.31Ma ±300ka, a 33.01Ma ±300ka, lo cual corresponde al intervalo geológico Oligoceno temprano-tardío (Figura 34B). A partir del análisis espectral por ventaneo se encontró que la sedimentación también presentó un comportamiento estable, siendo en promedio de 0.041 m/ka. De acuerdo a lo anterior

se identifica que la sedimentación en el intervalo del Oligoceno temprano a Mioceno medio para la sección geológica estudiada tuvo un comportamiento estable en donde además se preservaron los ciclos orbitales de excentricidad.



Figura 34. Modelo de edad calibrado a partir del análisis cicloestratigráfico para los núcleos CB-E4 y CB-E3. A. Núcleo CB-E4, Intervalo de edad Mioceno temprano-medio, Tasas de sedimentación promedio 0.043 m/ka. B. Núcleo CB-E3, Intervalo de edad Oligoceno temprano-tardío. Tasas de sedimentación promedio 0.041 m/ka.

# 9.2 VARIACIONES REGISTRADAS EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN EL CARMEN, DESDE LOS PROXIES CICLOESTRATIGRÁFICOS

Para aportar conocimiento, en la identificación y entendimiento de los cambios en la sedimentación de la Formación El Carmen, los cuales de acuerdo a los resultados expuestos anteriormente fueron controlados por la excentricidad orbital, se interpretan los proxies cicloestratigráficos "la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio".

Para interpretar el origen de la susceptibilidad magnética (contenido de minerales magnéticos, los cuales están principalmente constituidos por Titanio y Hierro, entre los que se encuentran la magnetita, titanomagnetita, hematita, maghemita, goethita, entre otros), existen varias propuestas, estas son, (1)entrada de terrígenos a la cuenca, (2)vulcanismo, (3)fumarolas negras, (4)impactos extraterrestres, y (5)minerales pedogenéticos (Ellwood, 2000). Para este caso de acuerdo al ambiente de talud (marino batial superior; Flavia (2008)) y a la posición oceanográfica, el vulcanismo, las fumarolas negras e impactos extraterrestres se considera que tienen efectos insignificantes en la señal de la susceptibilidad magnética (además de no encontrar elementos que indiquen esto). En cuanto a minerales pedogenéticos, no se encuentran elementos de juicio (p.e formación de paleosuelos) que demuestren que la señal de susceptibilidad magnética, este reflejando la entrada de terrígenos a la cuenca.

Para el núcleo CB-E4, la relación entre la susceptibilidad magnética y el Carbonato de calcio es inversa, si aumenta el contenido de susceptibilidad magnética, disminuye el carbonato de calcio y viceversa. Como se observa en la Figura 35A, el contenido de carbonatos está entre 0.0 y 20% aproximadamente. Si se estima el porcentaje de terrígenos utilizando la ecuación propuesta por Sigurdsson, 1997, donde el Material terrígeno=100 – (% CaCO3), este porcentaje para el núcleo CB-E4 seria de aproximadamente 80%, lo cual puede indicar, que el material terrígeno esté diluyendo la formación de los carbonatos y por lo tanto la cantidad de material litogénico es mayor que el material biogénico. Para observar las tendencias en el aporte de terrígenos hacia la cuenca, sobre las curvas de interés se dibujan trazos, para tener un control del aumento o disminución de estos.

En esta sección del Mioceno para la Formación El Carmen se observa que de 23 a 21.5 Ma y de 20.2 a 19 Ma el aporte de terrígenos hacia la cuenca es bajo, interpretado desde los bajos valores de la susceptibilidad magnética; por el contrario de 21.5 a 20.1 Ma, y de 19 a 17.5 Ma, el aporte de terrígenos hacia la cuenca aumenta; en el último intervalo estudiado, el cual corresponde de 17.5 a 16 Ma, el aporte de los terrígenos tiende a ser estacionario en aumento (Figura 35A).

Para el núcleo CB-E3, al igual que para el núcleo CB-E4, la susceptibilidad magnética, respecto al carbonato de calcio tiene un comportamiento opuesto, aunque con más dispersión en la curva, el contenido de carbonatos oscila entre el 0 y 15% (Figura 35B). Si se estima para el núcleo CB-E3 el porcentaje de terrígenos de acuerdo a Sigurdsson (1997), este porcentaje sería de aproximadamente 85%, de manera que el contenido de material litogénico es mucho mayor respecto del material biogénico, en este caso también se sugiere que posiblemente el aporte de terrígenos a la cuenca es alto y diluye la formación de carbonatos. En esta sección del Oligoceno para la Formación el Carmen, se identifica que en los intervalos de 27.5 a 25.5 Ma, 30.5 a 29.5 Ma y de 33 a 31.5 Ma el aporte de terrígenos es bajo, mientras que en los intervalos de 29.5 a 27.5 Ma y 31.5 a 30.5 Ma el contenido de terrígenos aumenta (Figura 35B).

De acuerdo a lo encontrado para los núcleos CB-E4 y CB-E3, se interpreta que la susceptibilidad magnética y el carbonato de calcio, proxies cicloestratigráficos, registran los cambios en la entrada de terrígenos a la cuenca, además, se sugiere que la entrada de sedimentos hacia la cuenca, tiende a ser estable a través del tiempo, lo cual se ve reflejado en las tasas de sedimentación registradas desde el análisis cicloestratigráfico, las cuales son en promedio de 0.041m/ka.

Este material terrígeno, identificado desde la susceptibilidad magnética, se origina a partir de los cambios en el nivel relativo del mar y la meteorización del continente. Respecto a los cambios relativos en el nivel del mar, si se tiene más área expuesta va a presentarse mayor meteorización y por lo tanto va a haber mayor entrada de terrígenos a la cuenca. Se infiere que los cambios en la entrada de terrígenos, son causados por la combinación de cambios eustáticos y cambios en la meteorización del área fuente, los cuales están directamente relacionados con los ciclos climáticos, o ciclos de Milankovitch.



Figura 35. Cambios registrados en el aporte de terrígenos, desde los proxies cicloestratigráficos. En valores altos de susceptibilidad magnética y valores bajos de carbonato de calcio se registra alta entrada de terrígenos a la cuenca. A. Núcleo CB-E4. B. Núcleo CB-E3.

## 9.1 EVENTOS REGISTRADOS EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN EL CARMEN, ASOCIADOS A EVENTOS CLIMÁTICOS GLOBALES

Los ciclos climáticos de Milankovitch, tienen periodos de tiempo los cuales son de 10 a 100 veces más cortos que los ciclos eustáticos de tercer orden. Ellos representan las "parasecuencias" o "secuencias simples" en la nomenclatura de Vail. De acuerdo a Einsele y Ricken (1991), si las señales orbitales de los ciclos de Milankovitch, son transformadas en variaciones climáticas causando menores variaciones del nivel del mar, entonces, las variaciones de tercer orden en el nivel relativo del mar están superimpuestas por un gran número de oscilaciones eustáticas de alta frecuencia (parasecuencias), es decir, cortos periodos, que corresponden a los ciclos orbitales de Milankovitch, (Figura 36). Esto lo demuestran Lourens et al., 1997, en donde encuentran relación entre los ciclos orbitales, los ciclos eustáticos de tercer orden y las glaciaciones del Neógeno.



Figura 36. Variaciones del nivel del mar, de tercer orden, secuencias asociadas y *system tract*, superimpuestas por oscilaciones de cortos periodos, tipo Milankovitch, Modificado de Einsele y Ricken, (1991).

Otras evidencias indican que tales variaciones del nivel del mar de alta frecuencia (periodos cortos), ocurren a través de todo el Fanerozoico, por ejemplo, variaciones en el  $\delta$ 18O, con periodos equivalentes a las descritas para el Cuaternario, son descritas en sedimentos marinos profundos desde el Neógeno (Shackleton y Opdyke, 1976).

Además ciclos de evaporitas y carbonatos de aguas someras son conocidos desde el Precámbrico.

Miller *et al.*, (1991), ha presentado nuevos datos a partir del registro del  $\delta$ 18O para el Oligoceno y Mioceno. Se definieron formalmente ciertos eventos de  $\delta$ 18O en el Oligoceno y Mioceno designados como Oi1-Oi2, Mi1-Mi7. **Miller** *et al.* (1991), interpretan estos eventos isotópicos en términos de episodios glaciales (donde los valores de isótopos son altos), los cuales están relacionados a los eventos orbitales. En periodos glaciares hay retroceso en el mar, y en periodos interglaciares hay inundación marina hacia el continente.

"Registros globales marcan que el Oligoceno- Mioceno estuvo controlado por eventos cíclicos orbitales (Palike *et al.*, 2006, Holbourn *et al.*, 2007, entre otros). De acuerdo a Zachos *et al.*, 2001, las series de tiempo de los  $\delta$ 18O, demuestran que las variaciones climáticas son periódicas durante todos los intervalos caracterizados por glaciaciones, sin tener en cuenta la localización y extensión de las capas de hielo. El ciclo de excentricidad de 400 ka, es excepcionalmente pronunciado en el Oligoceno y Mioceno inferior, (Zachos *et al.*, 2001), y de acuerdo a Laskar 1999, esta señal es estable a través del tiempo.

A los registros globales, se suma el registro de la Formación El Carmen, el cual, es un ejemplo en el Caribe Colombiano de cómo los cambios en la Excentricidad condicionaron la sedimentación en la Cuenca; ésta se constituye como la primer sección de esta parte del Globo donde se observa esa tendencia para el Oligoceno – Mioceno; se identificaron los ciclos de excentricidad siendo el de 2400 y 405 ka, los de mayor poder espectral, se identifican ciclos de oblicuidad de 54 y 41 ka, aunque con muy poca amplitud en el espectro.

A continuación se identificarán los eventos globales reportados por Miller *et al.*, (1991), (eventos de episodios glaciares), estableciendo si éstos se ven registrados en los registros de susceptibilidad magnética y si se relacionan con excentricidad.

En la Figura 37, se muestran los datos para el núcleo CB-E4. Una vez se ubicaron sobre los proxies en tiempo, los eventos que Miller *et al.*, (1991) establece como episodios glaciares para el Mioceno, se observa que en estos eventos se registraron

máximos en la susceptibilidad magnética, esto se explica, ya que, es en estos episodios glaciares en donde el nivel relativo del mar es bajo, permitiendo el mayor aporte de terrígenos hacia la cuenca, registrándose máximos de susceptibilidad magnética. Respecto a los ciclos orbitales, se identifica que estos eventos glaciares se registraron en mínimos de excentricidad tanto en los ciclos de 405 y 2400 ka.

En la Figura 38, se muestran los resultados integrados para el núcleo CB-E3. Se encuentran características muy similares a las encontradas para el núcleo CB-E4. En los eventos de Miller *et al.*, (1991), los cuales corresponden a episodios glaciares, se registran valores altos de la susceptibilidad magnética, aunque en este núcleo la tendencia es menos clara para el episodio Oi2b en 27.1 Ma. Tanto los eventos glaciares como los picos altos de la susceptibilidad magnética se relacionan con una excentricidad mínima.



Figura 37. Integración de los resultados para el núcleo CB-E4. Ubicación de los Eventos Glaciares según Miller *et al.*, 1991, calibrados astrocronológicamente por Shackleton *et al.*, 1999. Además se muestran los ciclos orbitales identificados en este estudio, los ciclos de de 405 y 2400 ka.



Figura 38. Integración de los resultados para el núcleo CB-E3. Ubicación de los Eventos glaciares según Miller *et al.*, 1991, calibrados astrocronológicamente por Shackleton *et al.*, 1999. Además se muestran los ciclos orbitales identificados en este estudio, el ciclo de 405 ka.

Para ambos núcleos se identificó que los episodios o eventos glaciares, en donde la susceptibilidad magnética registra altos valores, hubo una mínima excentricidad, esto se observó tanto para los ciclos de 405 como de 2400 ka. Esto ya lo habían evidenciado varios autores, entre ellos, Zachos *et al.*, 2001; Paul et al., 2000. Ellos encuentran que en valores máximos de  $\delta$ 180 (episodios glaciares), se presentaron valores mínimos en la excentricidad de 400ka, además también encuentran mínimos en la oblicuidad. Llegan a la conclusión que cuando hubo baja estacionalidad en mínimos de oblicuidad, combinados con mínimos en excentricidad a intervalos de 400 y 2400 ka, estas condiciones causaron enfriamiento y expansión de capas de hielo a altas latitudes en el Paleógeno y Neógeno temprano, y posteriormente esto se expandió a todas las latitudes, inhibiendo veranos cálidos.

Probablemente esto permitió que se registraran los eventos identificados en el margen continental del noroeste de Colombia para el Oligoceno y Mioceno temprano, sin embargo, con los datos obtenidos hasta el momento, no se puede evidenciar esta hipótesis, ya que, se requiere un muestreo de mayor resolución de manera que sea posible identificar además los ciclos de oblicuidad y de precesión con buena amplitud espectral, y así tener una visión general de lo que pudo haber ocurrido. Sin embargo, y muy importante, es que ya se aportó evidencia, respecto a la ciclicidad orbital, en la sedimentación de la Formación El Carmen.

La integración de los resultados, permitió identificar que los ciclos sedimentarios resultan de los ciclos de insolación y este a su vez es modulado por el ciclo de la excentricidad. La variación en el nivel del mar está directamente implicada en esta cadena de procesos porque es un factor que gobierna las fluctuaciones en la entrada de sedimentos a la cuenca. Estos eventos se desarrollaron sin mayores cambios a través del tiempo, lo cual es evidenciado por las características sedimentológicas así como por las tasas de sedimentación las cuales permanecieron estables y constantes, por lo cual probablemente se conservaron en los sedimentos dichas señales orbitales.

### 9.2 POTENCIAL DE LA CICLOESTRATIGRAFÍA

La cicloestratigrafía tiene un gran potencial para mejorar la escala del tiempo geológico, especialmente en combinación con otras disciplinas estratigráficas, puede ser usada para llevar a cabo, estudios de alta resolución temporal (20 ka), donde la

precisión de otros métodos de datación es baja. Esta herramienta además permite limitar procesos paleoclimáticos que han influenciado en sistemas oceánicos, biológicos y sedimentarios. Al aplicar la cicloestratigrafía e identificar la duración del ciclo sedimentario, puede llevarse a cabo un análisis detallado de cambios sedimentológicos, paleoecológicos o geoquímicos y las tasas de estos cambios puede ser evaluada, (Strasser y Samankassou 2003, Vincent *et al.* 2006).

Como se mencionó anteriormente, algunos autores han investigado varias secciones a nivel global para el Oligoceno y Mioceno (Shackleton *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 1997, 2001; entre otros), en donde han demostrado que los principales ciclos que rigen este periodo son los de oblicuidad (41ka) y excentricidad (400ka) (Zachos *et al.*, 2001). A partir de la identificación de esta ciclicidad en las rocas, se han logrado otras aplicaciones como lo son las correlaciones de alta resolución. Por ejemplo, Sierro *et al.*, 2000, sugieren realizando una correlación ciclo a ciclo entre el Atlántico y el Mediterráneo, una fuerte influencia del sistema climático del Atlántico sobre la formación de los ciclos sedimentarios en el Mediterráneo; ellos concluyen que los análisis cicloestratigráficos detallados de los registros *gamma ray* o sónico pueden ser usados exitosamente para realizar correlaciones astrocronológicas de alta resolución (capa a capa). Como otro caso de estudio, Krijgsman *et al.*, 1999, a partir de las correlaciones de alta resolución, desde la cicloestratigrafía, identificaron, que las evaporitas Mesinianas (5.96 Ma), de la Cuenca del Mediterráneo se formaron exactamente al mismo tiempo en el oeste y este de la cuenca.

Este puede ser uno de los puntos de mayor interés para desarrollar en el Norte de Colombia, donde hay secuencias marinas cuya sedimentación también pudo haber estado controlada por la ciclos orbitales, a partir de estos ciclos junto con una bioestratigrafía resolutiva, será posible lograr un armazón cronoestratigráfico resolutivo de las rocas de interés.

De particular interés es la conexión entre los ciclos astronómicos de largo periodo, de la excentricidad (405 y 2400ka) y las secuencias de tercer orden en estratigrafía de secuencias. Esta combinación tiene un gran potencial para mejorar las correlaciones regional e inter-regional de secuencias y puede contribuir al debate sobre el sincronismo de cambios eustáticos del nivel del mar. También es posible refinar el marco temporal de las correlaciones del continente a la cuenca, mediante el análisis

cicloestratigráfico de los intervalos entre límites de secuencias y superficies de máxima inundación. Los análisis cicloestratigráficos además permiten evaluar la naturaleza sincrónica o diacrónica de biozonas, lo cual, por supuesto, tiene importantes implicaciones para realizar correlaciones bioestratigráficas.

Entre otras áreas de interés, desde el análisis cicloestratigráfico, es posible entender como el sistema climático responde al forzamiento astronómico bajo diferentes ambientes paleogeográficos en el pasado. Los cambios en la circulación oceánica pueden ser monitoreados. Estos estudios pueden ser comparados con los resultados de los experimentos de modelamiento climático y pueden ser extrapolados para ayudar a comprender y predecir el cambio climático en el futuro.

#### **10. CONCLUSIONES**

A partir del análisis cicloestratigráfico, empleando herramientas como el análisis espectral sobre los proxies de susceptibilidad magnética y carbonato de calcio en profundidad, en los sedimentos de la Formación el Carmen, se identificaron ciertos periodos notablemente significativos estadísticamente, los cuales son de 84, 25, 16, 4.7 m de espesor. De acuerdo a las relaciones entre los periodos orbitales (Ciclos de Milankovich) estos ciclos en espesor corresponden con los períodos de excentricidad de 2400, 700, 400 y 131 ka respectivamente. Esto permitió corroborar la hipótesis planteada en este proyecto, es decir, se estableció que la sedimentación del Oligoceno y Mioceno temprano, para el Margen Continental del Noroeste de Colombia, estuvo controlada por eventos cíclicos orbitales.

Estos ciclos se calibraron con los datums bioestratigráficos de nanofósiles para el pozo Carmen de Bolívar Estratigráfico 4 (CB-E4) y el pozo Carmen de Bolívar Estratigráfico 3 (CB-E3). La edad calibrada para el núcleo CB-E4 se estima de 22.84 a 15.84 Ma ±300ka (Mioceno temprano a medio). Respecto a la transición Oligoceno- Mioceno, se identificó en la parte más basal de este núcleo. El CB-E3, corresponde con el intervalo de 25.31 a 33.01 Ma, ±300ka (Oligoceno temprano-tardío), para ambas secciones estratigráficas se estimó una tasa de sedimentación estable y constante en promedio de 0.041 m/ka.

La susceptibilidad magnética registró los cambios en la entrada de terrígenos a la cuenca. Este aporte de material terrígeno fue abundante, del total del material aproximadamente el 80 % es terrígeno, lo cual permitió la dilución de carbonatos, que en promedio están en un 20% de abundancia en las rocas.

Los ciclos orbitales de excentricidad, están afectando el clima, la meteorización y la disponibilidad de sedimento para el margen continental del noroccidente de Colombia, esta sedimentación es caracterizada por ser estable a través de todo el periodo de tiempo mencionado.

Los eventos encontrados, se relacionan con los eventos globales para el Oligoceno-Mioceno, en donde empiezan a presentarse glaciaciones las cuales afectan el comportamiento del nivel del mar, en periodos glaciares (la susceptibilidad magnética

es alta) el nivel del mar es bajo y viceversa, por lo que se sugiere que los ciclos orbitales encontrados en el margen continental estén marcando cambios glacioeustáticos. Esto se estableció luego de identificar los eventos de isótopos (máximos en isótopo de Oxigeno 18) registrados por Miller *et al.*, (1991) y Zachos *et al*, (2001), lo cual indica disminuciones en el nivel relativo del mar y eventos de aumento en el volumen de hielo, lo cual coincide para el área del margen continental del noroccidente de Colombia como máximos en la susceptibilidad magnética.

La Formación El Carmen es un ejemplo en el Caribe Colombiano de cómo los cambios en la Excentricidad condicionaron la sedimentación en la Cuenca; ésta se constituye como la primer sección de esta parte del Globo donde se observa esa tendencia para el Oligoceno - Mioceno.

### **11. RECOMENDACIONES**

Realizar análisis bioestratigráficos o tener un modelo de edad preliminar con alta resolución de muestreo, de manera que sea posible encontrar más eventos para su calibración orbital, al tener más puntos de amarre se hace más preciso el modelo de edad calibrado orbitalmente.

Si se quieren encontrar todas las frecuencias de Milankovich, es necesario aumentar la resolución en el muestreo de los proxies a estudiar.

Por el potencial que pueda tener la herramienta se considera importante aplicarla en otros lugares de interés.

#### 12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSON F.M., 1926. Original source of oil in Colombia, Ibid. Tulsa. vol 10, nº 4, 382-404.

ANDERSON F.M., 1927b. The marine Miocene deposits of North Colombia, Proc. Calif. Ac. Sc., San Francisco. vol. 16, nº 3, 87-95.

ANDERSON F.M., 1928. Notes on the lower Tertiary deposits of Colombia and their molluscan and foraminiferal fauna, Ibid. San Francisco. 4<sup>a</sup> ser., vol. 17, n<sup>o</sup> 1, 1-29.

ANDERSON F.M., 1929. Marine Miocene and related deposits of North Colombia, San Francisco. Ibid. (4<sup>a</sup> ser.), vol. 18, nº 4, 73-213.

BECK. E., 1921. Geology and oil resources of Colombia The coastal Plain, Econ. Geol., Lancaster, New Haven, Urbana. vol. 16, nº 7, 457-473.

BERGGREN, W., KENT, D., SWISHER, C. & AUBRY, M-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication, n<sup>o</sup>. 54, p. 129- 212.

BIDEGAIN M., DIAZ A., BARREIRO M., 2008. Series Temporales II, Análisis Estadístico de Datos Climáticos. Montevideo, Uruguay.

BLACKMAN R.B. y TUKEY J.W. 1958. The measurement of power spectra. Dover Publications, New York.

BLOW, W., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En Bronnimann, P., y Renz, H. (Eds.), Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils. Leiden, Netherlands: E.J. Brill, vol. 1, 199 – 492.

BOER P., SMITH D., 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. Publicación especial N°19 de la Asociación Internacional de Sedimentólogos.

BROWN, J., COLLING, A., PARK, D., PHILLIPS, J., ROTHERY, D., WRIGHT, J. 1989. Ocean chemistry and deep-sea sediments. Oxford (Pergamon Press). 134.

BURGL, H., BARROS, M. y ROSTROM, M., 1955, Micropaleontología y estratigrafía de la sección Arroyo Saco, departamento del Atlántico. Boletín Geológico vol. 3, 114 pp.

BÜRGL H. 1961<sup>a</sup>. Historia Geológica de Colombia, Rev. Acad. Col. Cien. Ex. Fis. Nat., vol. 1, nº 43, 137-191. Bogotá.

BÜRGL, H. 1965. El límite Oligo-Mioceno en el Terciario marino de Colombia, Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Bogotá. Vol. 12, nº 47, 245-258.

BRUGHMANS N., 2003. Marine productivity and terrigenous matter supply: The variability of the Subtropical Convergence around Tasmania during the last 500 ka. Tesis doctoral, Christian-Albrechts-University, Kiel, Germany.

CASANOVA C. M., HERNANDEZ G. R., 2006. Rocas almacenadoras de hidrocarburos del Eoceno Oligoceno en el Valle Inferior del Magdalena y cinturón plegado de San Jacinto, Memorias IX Simposio Bolivariano, "Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas".

CHENEVART Ch., 1963. Les dorsales transverses anciennes de Colombie et leurs homologues d'Amérique latine, Ecl Geol. Helv., Basel. vol. 56, nº 2, 907-927.

COXALL H., WILSON P., PALIKE H., LEAR C., BACKMAN J. 2004, Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean, Nature, 433, 53-57

D'ARGENIO B., FISCHER A., PREMOLI I., FERRERI V., 2004, Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories, Society for Sedimentary Geology, SEPM, Tulsa Oklahoma DA SILVA, A.C., POTMA, K., WEISSENBERGER, J.A.W., WHALEN, M.T., MABILLE, C. AND BOULVAIN, F. 2009. Magnetic susceptibility evolution and sedimentary environments on carbonate platform sediments and atolls, comparison of the Frasnian from Belgium and from Alberta. Sedimentary Geology, 214, 3-18.

DUQUE CARO H. 1968. Observaciones generales a la bioestratigrafía y geología regional en los departamentos de Bolívar y Córdoba. Boletín de Geología, Universidad Industrial, Santander, n. 24, Bucaramanga, Colombia. 71-87.

DUQUE CARO H. 1971. A reply to "On planktonic foraminiferal zonation in the tertiary of Colombia. Micropaleontology, vol 17, n°3, pp 365-368, July.

DUQUE CARO, H., 1972a. Ciclos tectónicos y Sedimentarios en el Norte de Colombia y sus relaciones con la Paleoecología. Boletín Geológico vol. XIX, No 3. 25 – 68.

DUQUE CARO, H., 1972b. Relaciones entre la bioestratigrafía y la Cronoestratigrafía en el llamado Geosinclinal de Bolívar. Boletín Geológico vol. XIX, No. 3. 25 – 68.

DUQUE CARO, H., 1973, Características estratigráficas y Sedimentarias del Terciario Marino de Colombia. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico – Mineras, informe No. 1657. 1-30.

DUQUE CARO H. 1975. Los foraminíferos plantónicos y el terciario de Colombia, Revista española de micropaleontología vol VII, n°3, pp 403-427, July.

DUQUE CARO H. 1990. Neogene stratigraphy, paleoceanography and palebiogeography in Northsouth America and the evolution of the Panama subway, Paleocenography, paleoclimatology paleoecology, 77, 230:234.

DUQUE-CARO, H., GUZMAN, G., HERNANDEZ, R., 1996. Mapa geológico de la plancha 38, Carmen de Bolívar. INGEOMINAS, Santa Fe de Bogotá, Colombia.

DUQUE–CARO, H y REYES, R, 1999. Biostratigraphy study integrating seismic data of the Guajira region onshore and offshore.

DUQUE-CARO, H., 2006. Análisis bioestratigráfico de 30 muestras de las formaciones Carmen y San Jacinto, área del Carmen de Bolívar. ECOPETROL-ICP. Informe no publicado.

EAMES, F.E., F.T. BANNER, W.H. BLOW, W.J. CLARKE y A.H. SMOUT, 1962. Morphology, taxonomy, and stratigraphy of the Lepidocyclininae. Micropaleontology, 8 : 289-322.

EINSELE G., RICKEN W., SEILACHER A. 1991, Eds., Cycles and Events in Stratigraphy, Tubigen, Germany.

ELLWOOD, B.B., CRICK, R.E., EL HASSANI, A., BENOIST, S.L., YOUNG, R.H., 2000. Magneto susceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. Geology Vol 28, 1135–1138.

FIORINI F, 2008. Análisis Paleoambiental de Foraminíferos Bentónicos de Núcleos Estratigráficos de Carmen de Bolívar (Norte de Colombia), Ecopetrol s.a. - Instituto Colombiano del Petróleo. Informe Interno.

FISCHER A.G., 1986. Climatic rhythms recorded in strata. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14, 351-376.

FISCHER A.G., DE BOER P.L. y PREMOLI SILVA I., 1990. Cyclostratigraphy. En: Ginsburg R.N. & Beaudoin B. (eds.), Cretaceous Resources, Events and Rhythms -Background and Plans for Research, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 139-172.

FISCHER A.G. y BOTTJER D.J., 1991. Orbital forcing and sedimentary sequences. Journal of Sedimentary Petrology, 61, 1063-1069.

FISCHER A., D'ARGENIO B., PREMOLI I., WEISSERT H., FERRERI V. 2004, Cyclostratigraphic approach to earth's history: an introduction. En D'ARGENIO B., FISCHER A., PREMOLI I., FERRERI V. 2004. Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories, Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication No. 81. Tulsa Oklahoma. 5–13. GARZON, S., 2007. Dinoflagelados del Oligoceno temprano – Mioceno temprano de la sección Arroyo Alférez, Colombia. Trabajo de Grado. Escuela de Geología, UIS. Pag 76. Bucaramanga, Colombia.

GRADSTEIN, J., OGG, A. y SMITH, G., 2004. A Geological Time Scale 2004. Cambridge University Press.

GUZMÁN G. S., 2003. Mapa Geológico de Sinú-San Jacinto y Borde Oeste Valle inferior del Magdalena. Ingeominas-Colombia y Université de Liegè-Belgique

GUZMAN G, GOMEZ E, SERRANO B, 2004, Geología de los Cinturones del Sinú, San Jacinto y borde occidental del Valle Inferior del Magdalena Caribe Colombiano. Ingeominas.

HAILWOOD, E.A. y KIDD, R.B Eds, 1993 High Resolution Stratigraphy, Geological Society Special Publication, n° 70, London.

HASSELMANN, K., 1976. Stochastic climate models: Part I. Theory. Tellus 28, 6. 473–485.

HAYS, J.D.; IMBRIE, J.; SHACKLETON, N.J. 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages". Science 194,1121–1132.

HERNANDEZ R., RAMIREZ V. y REYES J.P., 2001, Evolución Geohistórica de las Cuencas del Norte de Colombia, VIII Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas,

HERNANDEZ R., GUERRERO C., 2006. Expresión Profunda De Dominios Oceánico Y Continental, Y Propagación De Su Deformación Hacia La Cobertera Sedimentaria Del "Offshore" Caribe. IX Simposio Bolivariano "Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas". Cartagena, Colombia.

HESLOP D, M.J. DEKKERS. 2002, Spectral analysis of unevenly spaced climatic time series using

CLEAN: signal recovery and derivation of significance levels using a Monte Carlo simulation. Physics of the Earth and Planetary Interiors 130, 103–116

HILGEN F. J., W. SCHWARZACHER y STRASSER A. 2004. Concepts and definitions in cyclostratigraphy (second report of the cyclostratigraphy working group). – SEPM. Spec. Publ. 81: 303–305, Tulsa.

HINNOV L., y OGG J. 2008 Applications of the Sedimentary Record of Astronomically-Driven Paleoclimate Oscillations and Trends. Search and Discovery Article #40321

HOLBOURN A., KUHNT W., SCHULZ M., FLORES J.A., ANDERSEN N., 2007, Orbitally paced climate evolution during the middle Miocene "Monterey"carbon isotope excursion, Earth and Planetary Science Letters 261 pag 534-550

HOUSE M.R., 1995. Orbital forcing timescales. En: House M.R. & Gale A.S. (eds.), Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy, The Geological Society of London, London, 1-18.

HOYER D, SCHMIDT K, BAUER R, ZWIENER U, KOHLER M, LUTHKE B, EISELT M. Nonlinear analysis of heart rate and respiratory dynamics. IEEE Engineering in Medicine and Biology Magazine, 1997, 16(1):31-39.

IMBRIE J, BERGER A, BOYLE EA, CLEMENS SC, DUFFY A, HOWARD WR, KUKLA G, KUTZBACH J, MARTINSON DG, MCINTYRE A, MIX AC, MOLFINO B, MORLEY JJ, PETERSON LC, PISIAS NG, PRELL WL, RAYMO ME, SHACKLETON NJ, TOGGWEILER JR. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles .2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography. 8, 699-735.

KELLOGG, J., TOTO, E. y CERON, J., 2005. Structure and tectonics of the Sinú – San Jacinto accretionary prism in northern Colombia. In: Memorias X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Colombia, pag 104.

KRIJGSMAN W., HILGEN F., RAFFI I., SIERRO F., y WILSON D. 1999. Chronology, causes and

progression of the Messinian salinity crisis. - Nature 400: 652-655, London.

LASKAR J. 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use, Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A - Mathematical Physical and Engineering Sciences 357, 1757, 1735–1759.

LASKAR, J., P.ROBUTEL, F. JOUTEL, M.GASTINEAU, A. C. M. CORREIA & B. LEVRARD 2004, A long term numerical solution for insolation quantities of the Earth. – Astronomic Astrophysics. doi: 10.1051/0004-6361:20041335.

LOMB, N.R., 1976, Least squares frequency analysis of unequally spaced data: Astrophysics and Space Science, v. 39, 447-462.

LOPEZ G. 2008. Paleoceanografía de los sectores tropicales en los océanos Pacífico oriental y Atlántico occidental durante los últimos ciclos climáticos. Tesis Doctoral Universidad de Salamanca. Grupo de Geociencias Oceánicas.

LOURENS, L., y HILGEN, F. 1997. Long-periodic variations in the Earth's obliquity and their relation to third-order eustatic cycles and late Neogene glaciations. Quaternary International 40: 43–52.

LOURENS, L., HLGEN, F., SHACKLETON, N. J., LASKAR, J., WILSON, D., 2004. The Neogene Period. In: GRANDSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A. G., Eds., A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, pag 409-430

MASLIN, M.; SEIDOV, D.; LOWE, J. 2001. Synthesis of the nature and causes of rapid climate transitions during the Quaternary. . Geophysical Monographic Series, American Geophysical Union, Washington D.C. 126: 9–52.

MEJIA-MOLINA. A., FLORES A., TORRES V., SIERRA F., 2008, Análisis bioestratigráfico mediante nanofósiles calcáreos para el Oligoceno Mioceno medio del norte de Colombia, Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia, Revista española de micropaleontología, 40 (1-2). 135-149

MILLER, K.G., J.D. WRIGHT, y R.G. FAIRBANKS., 1991. Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion, J. Geophys. Res., 96, 6829-6848.

MILLIMAN, J.D. 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. Global Biogeochemical Cycles 7:927–957.

MOLINIE, A.J., y J.G. OGG. 1992. Milankovitch Cycles in Upper Jurassic and Lower Cretaceous radiolarites of the Equatorial Pacific: Spectral analysis and sedimentation rate curves. Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results, 129: 529-547.

MONTENEGRO A., 2009. Análisis Espectral, Macroeconomía cuántica, Pontificia Universidad Javreiana, Bogotá.

NAISH T. WOOLFE K., BARRET P., WILSON G., ATKINS C, BOHATY S., BUCKER C., CLAPS M., DAVEY F., DUNBAR G., DUNN A., FIELDING C., FLORINDO F., HANNAH M., HARWOOD D., HENRYS S., KRISSEK L., LAVELLE M., VAN DER MEER J., NIESSEN F., PASSCHIER S., POWELL R., ROBERST A., SAGNOTTI L., CHERER R., STRONG P., TALARICO F., VEROSUB K., VILLA G., WATKINS D., WEBB P., WONIK T. 2001, Orbitally induced oscillations in the East Antarctic ice-sheet at the Oligocene/Miocene boundary, Nature, 413, 719-722

NYQUIST H., 1928. Certain topics in telegraph transmission theory,"Trans. AIEE, Vol 47. 617-644.

\*NOTESTEIN, F.B, 1929. Report on Tertiary section near Carmen, Deparment of Bolivar, Colombia. Texas Petroleoum Company. Internal Geological Report N. 70.

OLAYA I. D., RAMIREZ V. O. 2003, Exploración en la Cuenca Frontera Guajira Costaafuera: Nuevos Conceptos y Plays (New Play Concepts in the Offshore Guajira Frontier Basin), VIII Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.

PAILLARD, D., LABEYRIE L., YIOU P: 1996, Macintosh Program performs time-series analysis, Eos Trans. AGU. 77:379

PAILLARD, D.L. 2001. Glacial cycles: towards a new paradigm. Reviews of Geophysics, 39: 325-346.

PALIQUE HEIKO, FRAZIER JULIA, ZACHOS JAMES, 2006, Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise, Quaternary Science Reviews 25, 3138–3149

PERCIVAL, D.B., WALDEN, A.T., 1993. Spectral Analysis for Physical Applications. Cambridge University Press, Cambridge, 583pp.

PERCIVAL D. 1993. Spectral Analysis of Univariate and Bivariate Time Series, University of Washington, Seattle, WA 98195. Senior Mathematician, Applied Physics Laboratory

PETTERS, V. y SARMIENTO, R. 1956. Oligocene and Lower Mioceno biostratigraphy of the Carmen-Zambrano Area, Colombia, Micropaleontology, New York. vol. 2, nº 1. 7-35

PORTA J. DE, 1962b. Consideraciones sobre el estado actual de la estratigrafía del terciario en Colombia, Boletín. Geológico., Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, nº 9, 5-43.

PORTA, J. DE. 1974 Léxique Stratigraphique International: Volumen V, Fascículo 4b Amerique Latine, Colombie, (deuxieme partie), Tertiaire et Quaternaire, Centre Nacional de la Recherche Scientifique, Paris, Francia., 692

REIJMER, J.J.G., SPRENGER, A., TEN KATE, W.G.H.Z., SCHLAGER, W., KRYSTYN, L., 1994. Periodicities in the composition of Late Triassic calciturbities (eastern Alps, Austria). En: de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.). Orbital Forcing and Cyclic Sequences, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., vol. 19, 323-343.

RICKEN W, 1991. Time Span Assessment- An Overview. En Cycles and Events in Stratigraphy, ed. G Einsele, W Ricken, A Seilacher. Berlin: Springer- Verlag. 773-794.

ROBERTS D., LEHAR J., JHON D., 1987. Time Series Analysis with Clean. I. Derivation of a spectrum. The astronomical Journal. Vol 93 N°4.

ROBINSON S. G., 1993, Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep sea sediment cores: examples from ODP Leg 115, En: HAILWOOD, E.A. y KIDD, R.B Eds, 1993 High Resolution Stratigraphy, Geological Society Special Publication, N 70, 65-98

SCARGLE, J.D., 1982, Studies in astronomical time series analysis II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data: Astrophysical Journal, v. 263, 835-853.

SCHULZ, M., STATTEGGER, K., 1997. Spectrum: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. Computers a Geosciences 23 (9), 929–945.

SCHULZ, M. y MUDELSEE, M. 2002 REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. Computers and Geosciences, 28, 421-426.

SCHWARZACHER, 1993, Milankovitch Cycles in the Pre-Pleistocene Stratigraphic Record: a Review, En HAILWOOD, E.A. y KIDD, R.B Eds, 1993, High Resolution Stratigraphy, Geological Society Special Publication, N 70, 187-194

SHACKLETON, N., y OPDYKE, N. 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.* 145, 449-464.

SHACKLETON N.J., CROWHRURST S.J., WEEDON G.P. AND LASKAR J. 1999, Astronomical Calibration of Oligocene- Miocene time, Philosophical Transactions of the Royal Society of London A, 357, 1907-1929.

SHANNON C. E., 1949. Communication in the presence of noise, Proc. Institute of Radio Engineers, Vol 37, no.1, 10-21.

SHAUGHNESSY, D. y WACH, G., 2000 Sequence Stratigraphy of the Nazareth and Macuira Associations, Offshore Guajira, Colombia.

SHER H. y E. MARTIN 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage, Science, 312, 428-430

SIERRO, F., LEDESMA, S., FLORES, J.A., TORRESCUSA, S., MARTÍNEZ DEL OLMO, W. 2000. Sonic and gamma-ray astrochronology: cycle to cycle calibration of Atlantic climatic records to Mediterranean sapropels and astronomical oscillations. Geology 28, 695–698.

STAGE, M., 2001. Magnetic susceptibility as carrier of a cli-matic signal in chalk. Earth and Planetary Science Letters 188: 17-27.

STAINFORTH R.M. 1965. Mid-Tertiary diastrophism in Northern South America, Fourth Caribbean Geol. Conf., Trinidad, 1965, 159-174.

STONE B. 1968. Planktonic foraminiferal zonation in the Carmen-Zambrano area, Colombia, Micropaleontology, vol. 14, nº 3, 363-364.

STRASSER A., HILGEN F., HECKEL P. 2006, Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications, News. Stratigraphic. Berlin • Stuttgart, 42 (2), 75–114.

STRASSER, A. y SAMANKASSOU E. 2003. Carbonate sedimentation rates today and in the past: Holocene of Florida Bay, Bahamas, and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Jura Mountains (Switzerland and France). – Geol. Croatica 56: 1–18, Zagreb.

TORRENCE C. y COMPO G., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado, Vol. 79, No. 1, January.

TORRES, V.; PULIDO, M.; VARGAS, M.C.; SUAREZ, M.; ORTÍZ, A. y PEÑA, L., 2007. Estratigrafía de las Secuencias Cenozoicas del Norte de Colombia. Ecopetrol s.a. - Instituto Colombiano del Petróleo. Informe Interno.

TORRES, V.; PULIDO, M.; VARGAS, M.C.; SUAREZ, M.; ORTÍZ, A. y PEÑA, L., 2008. Estratigrafía de las Secuencias Cenozoicas del Norte de Colombia. Ecopetrol s.a. - Instituto Colombiano del Petróleo. Informe Interno.

TRIPATI A. y H. ELDERFIELD. 2005. Deep-sea temperature and circulation changes at the Paleocene-Eocene thermal maximum, Science, 308, 1894-1898

TUKEY, JW. Exploratory data analysis. Addison-Wesely, 1977

VAN ECHELPOEL E. 1994. Identification of regular sedimentary cycles using Walsh spectral analysis with results from the Boom Clay Formation; Belgium. En: de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.). Orbital Forcing and Cyclic Sequences, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., vol. 19, 63-76.

VINCENT, B., RAMBEAU C., EMMANUEL L., y LOREAU J.-P. 2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, France). – Facies 52: 69–84, Erlangen

WALFISH S. 2006. A Review of Statistical Outlier Methods, Pharmaceutical Technology.

WARRIER A. K., SHANKAR R. 2009. Geochemical evidence for the use of magnetic susceptibility as a paleorainfall proxy in the tropics, Chemical Geology 265, 553–562

WELCH, P.D., 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics 15 (2), 70–73.

\*WERENFELS A. 1926. A stratigraphical section through the Tertiary Toluviejo, Colombia, Ecl. Geol. Helv., vol. 20, nº 1, 79-83.

WU H. ZHANG S. JIANG G. LI H. 2005. Magnetic susceptibility variations of the Edicaran cap carbonates in the Yangtze platform and their implications for paleoclimate. Chinese Journal of Oceanology and Limnology Vol. 23 No. 3, 291-298.

YANG C.S., BAUMFALK Y.A. 1994. Milankovitch ciclicity in the Upper Rotliegend Group of the Netherlands offshore. En: de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.). Orbital Forcing and Cyclic Sequences, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., vol. 19, 47-61.

ZACHOS JAMES C., FLOWER BENJAMIN P. y PAUL HILARY, 1997, Orbitally paced climate oscillations across the Oligocene/Miocene boundary, Nature Vol 388, 567

ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E., BILLUPS K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, Science, 292, 686-693.

ZACHOS J., SHACKLETON N., REVENAUGH J., PALIKE H., FLOWER B., 2004. Climate Response to Orbital Forcing Across the Oligocene-Miocene Boundary. Science, Vol 292 274-278.

PÁGINAS WEB

http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/.

http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/softlib/softlib.html.

http://www.palmod.uni-bremen.de/~mschulz/

http://www.geo.uu.nl/~forth/