

INFLUENCIA DE LA SEÑAL CLIMÁTICA GLOBAL DEL OLIGOCENO EN EL CARIBE COLOMBIANO:

CALIBRACIÓN ASTROBIOCRONOLÓGICA DE UNA SUCESIÓN DEL OLIGOCENO
TEMPRANO Y SUS IMPLICACIONES TECTONOESTRATIGRÁFICAS

LINA CONSTANZA OSORIO TABARES



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
UNIVERSIDAD DE CALDAS

2022

UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA



**Influencia de la señal climática global del Oligoceno en el Caribe colombiano:
Calibración astrobiocronológica de una sucesión del Oligoceno temprano y sus
implicaciones tectonoestratigráficas**

Lina Constanza Osorio Tabares

Manizales, Colombia

Diciembre, 2022

**Influencia de la señal climática global del Oligoceno en el Caribe colombiano:
Calibración astrobiocronológica de una sucesión del Oligoceno temprano y sus
implicaciones tectonoestratigráficas**

Lina Constanza Osorio Tabares

**Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Ciencias de la Tierra**

Director:

Ph.D. Diana Ochoa

Codirector:

M.Sc. Raúl Andrés Trejos Tamayo

Universidad de Caldas

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Maestría en Ciencias de la Tierra

Manizales, Colombia

2022

Dedicatoria

Sólo queda...

*Luego de este largo trasegar, en mi memoria
quedan las personas que con su hermosa y fugaz
presencia iluminaron mi vida.*

A mis abuelos:

María Raquel Franco Gallego

Luis Horacio Osorio Henao

Carlos Alberto Tabares Villa

A mis tíos:

Julián A. Tabares Calderón

Ofelia Calderón Murcia

Agradecimientos

- En primera instancia agradezco a mis directores Diana Ochoa y Raúl Trejos Tamayo, quienes con su infinita paciencia me han guiado en este proceso de formación, gracias por sus valiosos consejos, y por su incansable esfuerzo en cada etapa de este trabajo, sin sus aportes, observaciones y recomendaciones este proyecto no se habría llevado a cabo.
- Gracias a las entidades: Agencia Nacional de Hidrocarburos-ANH, por brindar el insumo objeto de estudio en este proyecto y permitir el uso de los datos para las posteriores publicaciones. Al Ministerio de Ciencia Tecnología e Innovación, por brindar el recurso económico para llevar a cabo este proyecto de formación a través del proyecto FP44842-494-2017. Al personal del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía-IIES, por ser un grupo cálido y dedicado a fomentar la investigación científica.
- Quiero hacer una mención especial a la profesora Diana Ochoa, por abrirme la puerta al interesante mundo de la cicloestratigrafía, y proponer este proyecto de investigación, gracias por animarme en cada etapa de este largo camino. Gracias por sus consejos a nivel personal, por brindarme su confianza y tiempo para llevar a cabo este proyecto de investigación.
- Al profesor Andrés Pardo Trujillo, por sus recomendaciones y por retroalimentar con sus comentarios y observaciones este proyecto de investigación. Además, gracias por brindarme la confianza para llevar a cabo este trabajo de maestría, por apoyarnos con sus gestiones y alentarnos a llevar a buen término este proceso de formación.
- A Fabian Gallego por sus aportes a nivel sedimentológico, por brindarme su apoyo y amistad en este largo proceso. Gracias por su generosidad e interés para retroalimentar este trabajo de investigación.
- Al profesor Felipe Vallejo, por retroalimentar las discusiones a nivel bioestratigráfico, y por brindarnos información valiosa para el desarrollo de este trabajo.

- A Juan Pablo Betancur por brindarme su ayuda en los momentos que más lo necesito, por su disposición y tiempo. A Gustavo Bolaños por su ayuda en la obtención de las imágenes SEM presentadas en este trabajo.
- A mis padres Martha Cecilia y José Daniel, por sus valiosos consejos y apoyo constante, a mi hermana Carolina por siempre brindarme palabras de ánimo y de esperanza. Gracias por sus consejos y apoyo a lo largo de este proceso de formación.
- A mis queridas amigas de carrera y de este largo y complejo trasegar, Moni, Estefa y Vivi, por su gran apoyo, mensajes de ánimo y grandiosa compañía en este tiempo. Gracias por su valioso tiempo y hermosa energía.

*Gracias a Dios, a mis queridos amigos musicales de la Coral Brahms y a la música
por ser un motor y no dejarme desfallecer*

Nota

*Dulce es el fruto de la adversidad que,
como el sapo feo y venenoso,
lleva en la cabeza una
preciosa joya.*

William Shakespeare

Resumen

El Caribe colombiano es un margen activo caracterizado por una constante e intensa actividad tectónica desde el Cretácico al Reciente. No obstante, estudios recientes han reportado un período de relativa estabilidad durante el Oligoceno temprano para algunas cuencas del Caribe como la Cuenca Sinú-San Jacinto (CSSJ). Se presenta el estudio del registro bioestratigráfico y registro de pozo de una sucesión sedimentaria de 143 metros del pozo ANH-San Jacinto-1 en la CSSJ. Este es el primer modelo de edad astrobiocronológico construido para el Oligoceno temprano (32-28 Ma) basado en el uso integrado de la bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos y el registro gamma ray (GR). Las alternancias rítmicas del registro GR, asociadas con cambios en la concentración de arcilla/materia orgánica, exhiben un patrón regular y están correlacionadas en amplitud e intensidad con los ciclos orbitales de excentricidad de la Tierra. La correlación con la curva astronómica de la excentricidad permitió establecer un modelo de edad con una resolución de 400 kyr para el Oligoceno temprano, que será fundamental para definir futuras correlaciones en las cuencas del Caribe colombiano. Los patrones del registro GR indican que durante los periodos de excentricidad máxima existieron condiciones climáticas húmedas fomentando mayores acumulaciones de arcilla y/o materia orgánica en el área del Caribe. En tanto que, condiciones de reducida precipitación persistieron durante los periodos de excentricidad mínima. La amplitud del registro GR también sugiere que, en momentos de menor insolación ecuatorial (en precesión máxima), la oblicuidad ejerció un mayor control sobre la entrada de sedimentos ricos en arcilla y/o materia orgánica, probablemente a través de la modulación del desplazamiento latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical.

Palabras clave: Cicloestratigrafía, Gamma ray, Foraminíferos planctónicos, Caribe colombiano.

Abstract

The Colombian Caribbean is an active margin characterized by constant and intense tectonic activity from the Cretaceous to the present. However, recent studies have shown that some Caribbean basins, such as the Sinú-San Jacinto Basin (CSSJ), have experienced a period of relative stability during the early Oligocene. This study analyzed the biostratigraphic record and well-log of a 143-meter sedimentary succession from the ANH-San Jacinto-1 well in the CSSJ. This is the first astrobiochronological age model for the early Oligocene (32-28 million years ago) by integrating planktonic foraminiferal biostratigraphy and the gamma-ray (GR) log. The rhythmic alternations in the GR record, which are associated with changes in clay and/or organic matter concentration, show a regular pattern correlated with Earth's orbital eccentricity cycles. This correlation allowed to create an age model with a resolution of 400,000 years for the early Oligocene, which will be necessary for defining future correlations in Colombian Caribbean basins. The patterns in the GR record suggest that during periods of maximum eccentricity, humid climatic conditions promoted the accumulation of clay and/or organic matter in the Caribbean region. On the other hand, conditions of reduced precipitation occurred during periods of minimum eccentricity. The amplitude of the GR record also suggests that, during times of lower equatorial insolation (at maximum precession), obliquity had a greater influence on the input of clay- and/or organic matter-rich sediments, possibly through the modulation of the latitudinal displacement of the Intertropical Convergence Zone.

Keywords: Cyclostratigraphy, Gamma ray, Planktonic foraminifera, Colombian Caribbean.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1 Objetivos	4
1.1.1 Objetivo general	4
1.1.2 Objetivos específicos.....	4
2. Escenario geológico	5
2.1 Geología regional	5
2.2 Escenario global del Paleógeno tardío	9
3. Ciclos de Milankovitch y Cicloestratigrafía	12
3.1 Excentricidad (400-100 kyr)	13
3.2 Oblicuidad (41 kyr)	13
3.3 Precesión (21 kyr)	13
3.4 Origen de la ciclicidad en sucesiones sedimentarias.....	15
3.5 Cicloestratigrafía	16
4. Los Foraminíferos	17
4.1 Biología de los foraminíferos planctónicos.....	18
4.1 Modo de vida.....	19
4.2 Conceptos filogenéticos	20
4.3 Características taxonómicas	20
4.3.1 Textura de la pared.....	21
4.4.2 Disposición de las cámaras	24
4.4.3 Otras características.....	26
5. Metodología	27
5.1 Obtención de muestras	27
5.2 Descripción litológica	27
5.3 Preparación de muestras.....	27
5.4 Análisis de las muestras	29
5.4.1 Selección y clasificación	29
5.4.2 Parámetros de preservación y abundancia de los foraminíferos planctónicos	29
5.5 Análisis de foraminíferos	31
5.5.1 Determinación bioestratigráfica	31
5.6 Datos de registro de pozo: modelo de edad y análisis de series de tiempo	32
5.7 Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)	33
5.8 Software para gráficos de datos micropaleontológicos	34

6. Resultados.....	35
6.1 Litoestratigrafía	35
6.2 Parámetros de abundancia y preservación.....	36
6.3 Análisis micropaleontológicos	38
6.4 Datos de registros de pozos: Caracterización de patrones visuales y análisis Redfit	42
6.5 Modelo de edad y calibración orbital	43
6.6 Determinación del modelo de edad.....	44
6.7 Evaluación del modelo de edad.....	47
7. Discusión.....	49
7.1 Registro micropaleontológico del Oligoceno temprano en el Caribe colombiano.....	49
7.2 Origen y conservación de los ciclos en el Oligoceno temprano.....	52
8. Conclusiones	55
9. Referencias	57

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de ubicación general de la margen noroccidental de Colombia	2
Figura 2. Mapa tectónico del Caribe colombiano	7
Figura 3. Cronoestratigrafía del Cinturón Plegado de San Jacinto	8
Figura 4. Mapa paleogeográfico	10
Figura 5. Variables astronómicas que controlan la insolación de la tierra.....	12
Figura 6. Parámetros astronómicos de la Tierra.....	14
Figura 7. Ilustración de los fenómenos atmosférico	16
Figura 8. Estructura interna de un foraminífero planctónico	19
Figura 9. Vistas requeridas para la clasificación de los foraminíferos planctónicos.....	21
Figura 10. Tipos de paredes presentes en los foraminíferos planctónicos	21
Figura 11. Tipos de paredes microperforadas	22
Figura 12. Tipos de paredes presentes en foraminíferos macroperforados, no espinosos.	23
Figura 13. Tipo de paredes presentes en el grupo de foraminíferos planctónicos espinosos	24
Figura 14. Enrollamiento trocoespiral.....	24
Figura 15. Enrollamiento planispiral.....	25
Figura 16. Enrollamiento estreptospiral.....	25
Figura 17. Imágenes de otros tipos de enrollamiento.....	26
Figura 18. Otras características a tener en cuenta en el proceso de clasificación taxonómica.....	26
Figura 19. Metodología empleada para la preparación de las muestras de foraminíferos	28
Figura 20. Selección y clasificación de foraminíferos	31
Figura 21. Zonas utilizadas en estudios bioestratigráficos.....	32
Figura 22. Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) EC FEI QUANTA 250.....	34
Figura 23. Imágenes obtenidas por medio del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).....	34
Figura 24. Columna estratigráfica y registro GR del intervalo 280-230 m.....	36
Figura 25. Diagrama donde se relacionan los análisis aplicados a las muestras del segmento.....	39
Figura 26. Análisis Redfit en el dominio de profundidad y tiempo	44
Figura 27. Correlación del pozo ANH-SJ-1 (280-230 m).....	46
Figura 28. Evaluación del registro GR sintonizado (280-230 m)	48
Figura 29. Comparación entre a. Curva del nivel del mar de Miller et al. (2020)	53

Lista de tablas

Tabla 1. Descripción del estado de preservación de los foraminíferos planctónicos	29
Tabla 2. Ejemplo para hallar el porcentaje de preservación en una muestra de foraminíferos	30
Tabla 3. Rangos de preservación según porcentaje de individuos clasificados a nivel de especie. .	30
Tabla 4. Preservación de las muestras del pozo ANH-San Jacinto-1.....	37
Tabla 5. Comparación entre el método de estimación visual.....	38

1. Introducción

Los modelos de edad calibrados astronómicamente han sido esenciales para correlacionar las sucesiones sedimentarias, además de mejorar el marco cronoestratigráfico del Cenozoico, han ayudado a comprender la evolución del clima y la historia geológica de la Tierra (p.ej., Hinnov, 2000; Lourens et al., 2005; Pälike et al., 2006; Westerhold et al., 2008; Laskar et al., 2011; Hilgen et al., 2015; Liebrand et al., 2016; Boulia & Hinnov, 2017; Zeebe et al., 2022). Las señales climáticas impulsadas orbitalmente se registran principalmente en márgenes pasivos, en entornos marinos profundos o sistemas lacustres (Strasser et al., 2006). Sin embargo, la preservación de señales climáticas inducidas por variaciones de la órbita terrestre en secuencias acumuladas en márgenes tectónicamente activos, ha sido escasamente investigada debido a la fragmentación del registro estratigráfico, las variaciones en la tasa de sedimentación y la huella de procesos locales dentro del registro (Strasser et al., 2006; Cantalejo & Pickering, 2014).

La región del Caribe colombiano es un margen activo, caracterizado por una frecuente e intensa actividad tectónica desde el Cretácico Superior debido a una compleja interacción entre las placas de Nazca, Caribe y Sudamericana y el Bloque Panamá Chocó (Bayona et al., 2012; Mora-Bohórquez et al., 2017). Sin embargo, estudios tectonoestratigráficos recientes (Mora et al., 2017, 2018, 2020) y reconstrucciones paleotectónicas (Müller et al., 1999; Pindell & Kennan, 2009; Boschman et al., 2014; Matthews et al., 2016) han sugerido que alrededor de 30 Ma existió un período de relativa estabilidad tectónica en respuesta a la baja oblicuidad de convergencia entre la Placa del Caribe y la margen noroeste de la Placa Sudamericana. Tales condiciones de estabilidad tectónica permitieron el desarrollo de cuencas sedimentarias controladas eustáticamente, que podrían registrar y preservar de manera eficiente las señales climáticas impulsadas por la órbita durante parte del Oligoceno temprano.

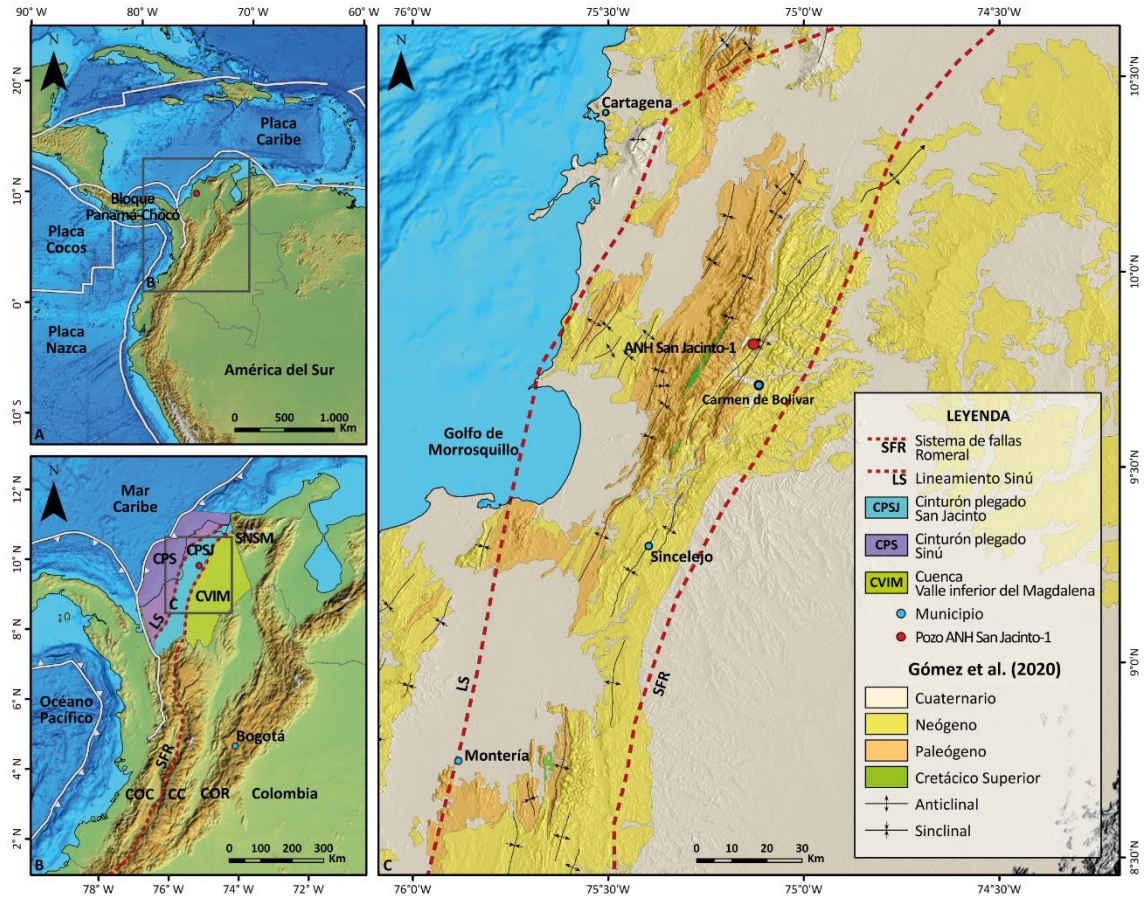


Figura 1. a. Mapa de ubicación general de la margen noroccidental de Colombia. **b.** Las líneas discontinuas muestran la extensión de los lineamientos que limitan los cinturones del Sinú y San Jacinto. Los rasgos tectónicos y morfológicos mostrados corresponden a la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), Cordillera Occidental (COC), Cordillera Central (CC) y Cordillera Oriental (CO). **c.** Mapa detallado que muestra la extensión de los depósitos sedimentarios, las características estructurales y morfológicas del Cinturón Plegado Sinú-San Jacinto. El punto rojo representa la ubicación del pozo ANH-SJ-1 (Gómez et al, 2020).

Los estudios centrados en las unidades marinas del Oligoceno de la Cuenca Sinú-San Jacinto (CSSJ) indican que en la parte central de la cuenca (Figura 1), durante este periodo se desarrollaron ambientes marinos tranquilos y anóxicos entre la plataforma y el talud en profundidades neríticas a batiales, lo que permitió la acumulación de espesas secuencias ricas en arcilla y limo (Duque-Caro et al., 1996; Fiorini & Jaramillo, 2007). La edad de estas sucesiones sedimentarias ha sido inferida a partir de análisis bioestratigráficos de resolución intermedia en testigos muestreados en algunos casos cada 1 o 2 millones de años, o principalmente en muestreos superficiales con fines cartográficos, utilizando principalmente foraminíferos planctónicos y bentónicos y nanofósiles calcáreos (Petters & Sarmiento, 1956;

Bolli, 1957; Blow, 1968; Duque-Caro, 1971, 1972, 1975; Duque-Caro et al., 1996; Rincón et al., 2007; Mejía-Molina et al., 2010).

Los modelos bioestratigráficos del Oligoceno a lo largo de la cuenca, han permitido la delimitación espacial de las facies marinas, sugiriendo la presencia de sucesiones más espesas y completas al norte y centro de la CSSJ (Duque-Caro, 2006; Rincón et al., 2007) e incompletas al sur, con algunos episodios de no sedimentación en donde los ambientes son principalmente transicionales y más energéticos (Mora et al., 2017, 2018; Celis et al., 2021). Las secuencias mejor preservadas del Oligoceno se encuentran descritas en el área de Carmen de Bolívar (Figura 1; Duque-Caro et al., 1996). En este sector, Duque-Caro et al. (1996), describen el Oligoceno como una sucesión marina, compuesta de lodolitas y arcillolitas homogéneas, pertenecientes a la Formación El Carmen. La asociación entre estas facies marinas y la aparente estabilidad tectónica interpretada para el Oligoceno temprano, brindan una excelente oportunidad para estudiar patrones climáticos forzados orbitalmente en regiones tropicales y márgenes activas.

El pozo ANH-San Jacinto-1 (ANH-SJ-1), ubicado en la parte central del Cinturón Plegado San Jacinto (Figura 1), porción occidental de la CSSJ, recuperó más de 500 metros de una sucesión sedimentaria marina homogénea sedimentada durante el Eoceno tardío al Mioceno Temprano, con un amplio contenido micropaleontológico generalmente bien preservado. En el intervalo comprendido entre 280-230 metros del pozo, los registros gamma ray (GR) presentan series de alternancias rítmicas con espesores constantes en los valores de GR, por lo tanto, esta investigación busca responder si las alternancias rítmicas del pozo ANH-SJ-1, corresponden a ciclos sedimentarios inducidos orbitalmente. En caso de serlo, el objetivo es establecer un modelo de edad ajustado astronómicamente mediante la integración del registro de GR del pozo y la distribución bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos. Además, se discute la relación entre los patrones sedimentarios observados y los regímenes climáticos del Caribe en diferentes configuraciones orbitales, así como las implicaciones del modelo de edad establecido en relación con el marco cronoestratigráfico de la CSSJ.

Este trabajo es una exploración pionera en el establecimiento de cronologías sintonizadas astronómicamente para las sucesiones sedimentarias del Caribe colombiano y abre una

ventana a nuevas investigaciones cicloestratigráficas que mejorarán la resolución cronoestratigráfica de la sucesión sedimentaria en la CSSJ.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Realizar un modelo de edad de alta resolución para el Oligoceno temprano a partir de la integración del estudio bioestratigráfico de foraminíferos planctónicos y el análisis de patrones de alternancias identificadas en el registro de GR. Además, describir el modelo de sedimentación del segmento 280-230 m del pozo ANH-SJ-1 y la influencia climática de origen orbital en el aporte de arcillas/materia orgánica en la sucesión sedimentaria.

1.1.2 Objetivos específicos

- Realizar un análisis taxonómico de la distribución estratigráfica de la asociación de foraminíferos planctónicos presentes en un intervalo (374-230 m) del pozo ANH-SJ-1.
- Generar un modelo de edad por medio de la correlación entre las soluciones astronómicas definidas para la órbita terrestre y el registro GR del pozo ANH-SJ-1.
- Identificar los mecanismos que influyeron durante la sedimentación del intervalo 280-230 m del pozo ANH-SJ-1.

2. Escenario geológico

2.1 Geología regional

La configuración de la margen noroccidental de Suramérica, es el resultado de una compleja interacción entre las placas oceánicas de Nazca y Caribe, y el Bloque Panamá-Chocó contra el basamento continental de la Placa Sudamericana desde el Cretácico Superior (Kellogg & Vega, 1995; Taboada et al., 2000; Pindal & Kennan, 2009; Mora et al., 2017), las cuales forman un frente de deformación donde el desplazamiento al noreste de la Placa del Caribe y la convergencia entre América del Norte y del Sur, generan una rotación de bloques que ocasiona la subducción en sentido oeste-este de la Placa Caribe bajo la Placa Sudamericana (Müller et al., 1999; Pindell et al., 2005; Vallejo et al., 2009; Cardona et al., 2012). Este proceso causó una fuerte deformación de origen compresivo en la margen continental que determina los rasgos estructurales y estratigráficos de las provincias geológicas del Caribe colombiano (Reyes et al., 2004). Como consecuencia de la colisión, se desarrollaron cuencas sedimentarias sobre basamentos oceánicos y continentales en la región (Silva et al., 2016; Mora et al., 2017, 2018, 2020). Sobre el basamento oceánico descansa la pila sedimentaria de la Cuenca Sinú-San Jacinto, que se considera una cuenca de antearco activa desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno (Duque-Caro, 1979, 1984; Flinch, 2003; Guzmán, 2006; Barrero et al., 2007; Mantilla-Pimiento et al., 2009, 2018; Cardona et al., 2012; Mora et al., 2017). La CSSJ está constituida de dos provincias geológicas (Figura 1; Duque-Caro, 1979; Barrero et al., 2007), el Cinturón Plegado San Jacinto (CPSJ) al oriente y el Cinturón Plegado del Sinú (CPS) al occidente (Figura 1), estas dos provincias sedimentarias se desarrollaron sobre el basamento oceánico de la Placa Caribe (Duque-Caro 1978; Duque-Caro, 1984; Mantilla-Pimiento et al., 2009; Cardona et al., 2012). El CPSJ corresponde a una cuña acrecionaria delimitada al oriente por el sistema de Fallas de Romeral (Figura 2), que lo separa de las subcuencas San Jorge y Plato pertenecientes a la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena (VIM), desarrolladas paralelamente sobre el basamento continental de la Placa Sudamericana (Duque-Caro, 1978, 1979). Al occidente, el lineamiento del Sinú separa el CPSJ del CPS (Duque-Caro, 1978) (Figura 2). Las secuencias sedimentarias marinas del CPSJ abarcan edades desde el Cretácico Superior al Plioceno temprano y están representadas por facies pelágicas y hemipelágicas, secuencias turbidíticas y secuencias marinas que se

encuentran cubiertas por estratos fluviales y lacustres (Duque-Caro, 1979, 1984); las edades reportadas para ambos cinturones son notablemente diferentes, siendo el CPSJ más antiguo, con un rango de edad que va desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno y el CPS con edades desde el Eoceno al Plioceno Inferior (e.g. Duque-Caro, 1979, 1984; Flinch, 2003; Guzmán, 2007; Trejos-Tamayo et al., 2020).

El basamento está formado por rocas máficas del Cretácico Superior interestratificadas con rocas sedimentarias y volcánicas (Duque-Caro, 1984; Guzmán, 2007; Mora et al., 2017; Silva et al., 2017). Sobre el basamento, la Formación Cansona es la secuencia sedimentaria más antigua de la cuenca (Guzmán, 2007). Está compuesta por lutitas, limolitas, cherts y tobas (Duque-Caro, 1972; Geotec, 1997; Guzmán et al., 2004; Guzmán, 2007). Esta formación se acumuló desde el Santoniano hasta el Maastrichtiano según su contenido micropaleontológico (Duque-Caro, 1972; Duque & Dueñas, 1987; Geotec, 1997; Guzmán et al., 2004; Dueñas & Gómez, 2011). Sin embargo, la presencia de la especie de amonita *Reesidites subtuberculatus* sugiere edades tan antiguas como el Coniaciano para esta formación (Etayo & Renzoni, 1969).

La Formación San Cayetano (y equivalentes) se superpone discordantemente a la Formación Cansona (Guzmán et al., 2004, Guzmán, 2007; Mora et al., 2017). De acuerdo con su contenido micropaleontológico, esta formación se acumuló entre el Paleoceno y el Eoceno temprano (Bürgl, 1961; Duque-Caro, 1979a,b; Duque-Caro et al., 1991, 1996; Geotec, 1997; Guzmán et al., 2004; Guzmán, 2007; Rubio et al., 2009; Torres et al., 2022). Las facies están dominadas por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas que reflejan ambientes turbidíticos profundos a batiales (Guzmán et al., 2004; Guzmán, 2007). Las facies del Eoceno medio, compuestas por areniscas conglomeráticas, lutitas, calizas y margas de las formaciones Maco, Chengue y Pendales (unidades lateralmente equivalentes), fueron depositadas por abanicos submarinos dentro de ambientes de plataforma poco profunda (Duque-Caro, 1968, 1972; Duque-Caro et al., 1996). Las formaciones Tolú Viejo, San Jacinto y Arroyo de Piedra, del Eoceno tardío al Oligoceno, corresponden a facies de marinas someras, que varían entre arrecifes, deltas marinos someros y abanicos deltaicos proximales constituidos por calizas, limolitas y lutitas (Duque-Caro et al., 1996; Bürgl, 1961; Geotec, 1997; Rubio et al., 2009).

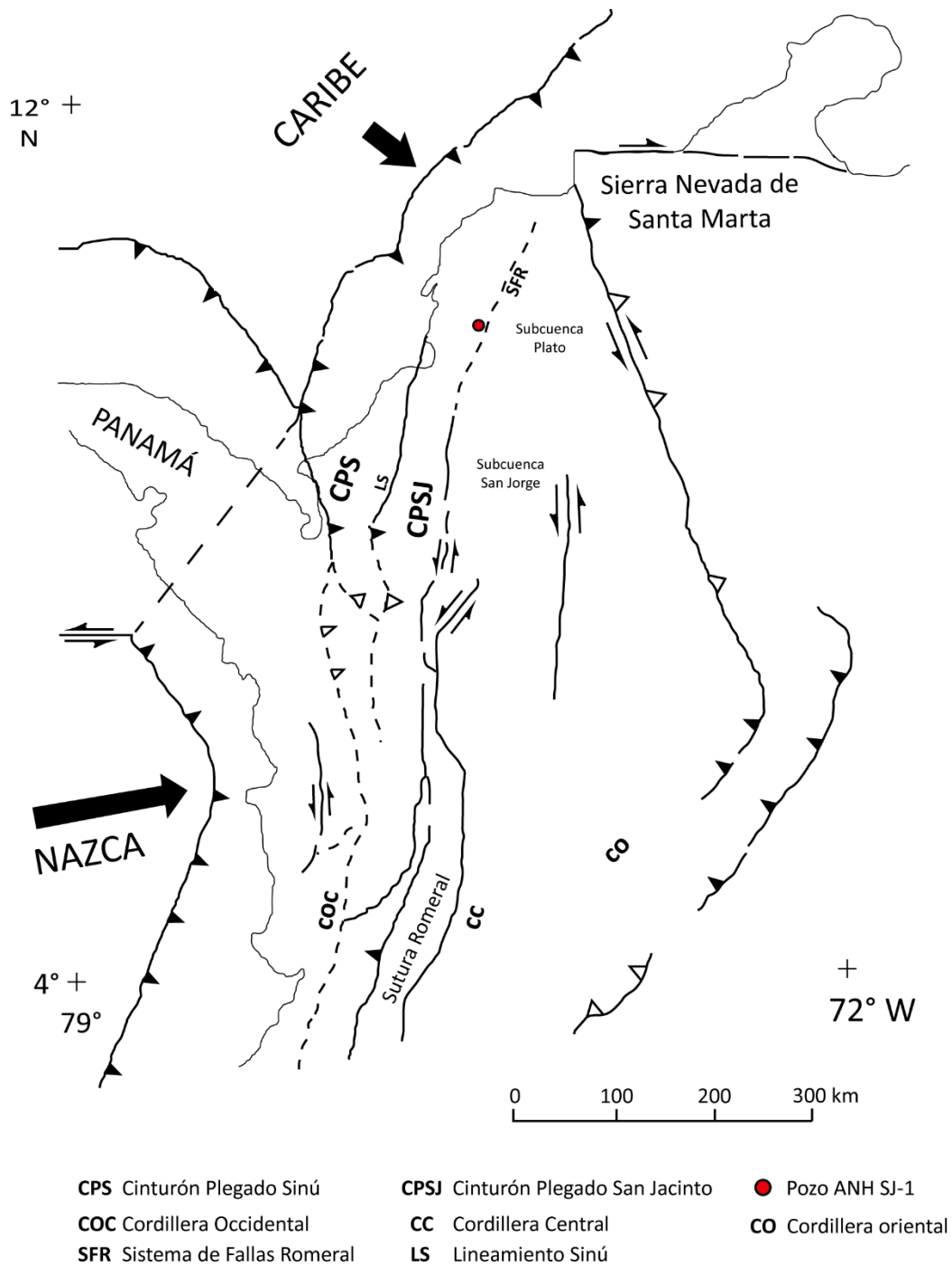


Figura 2. Mapa tectónico del Caribe colombiano donde se localiza el Cinturón Plegado del Sinú (CPS) y Cinturón Plegado del San Jacinto (CPSJ) Tomado y modificado de Toto & Kellogg (1992).

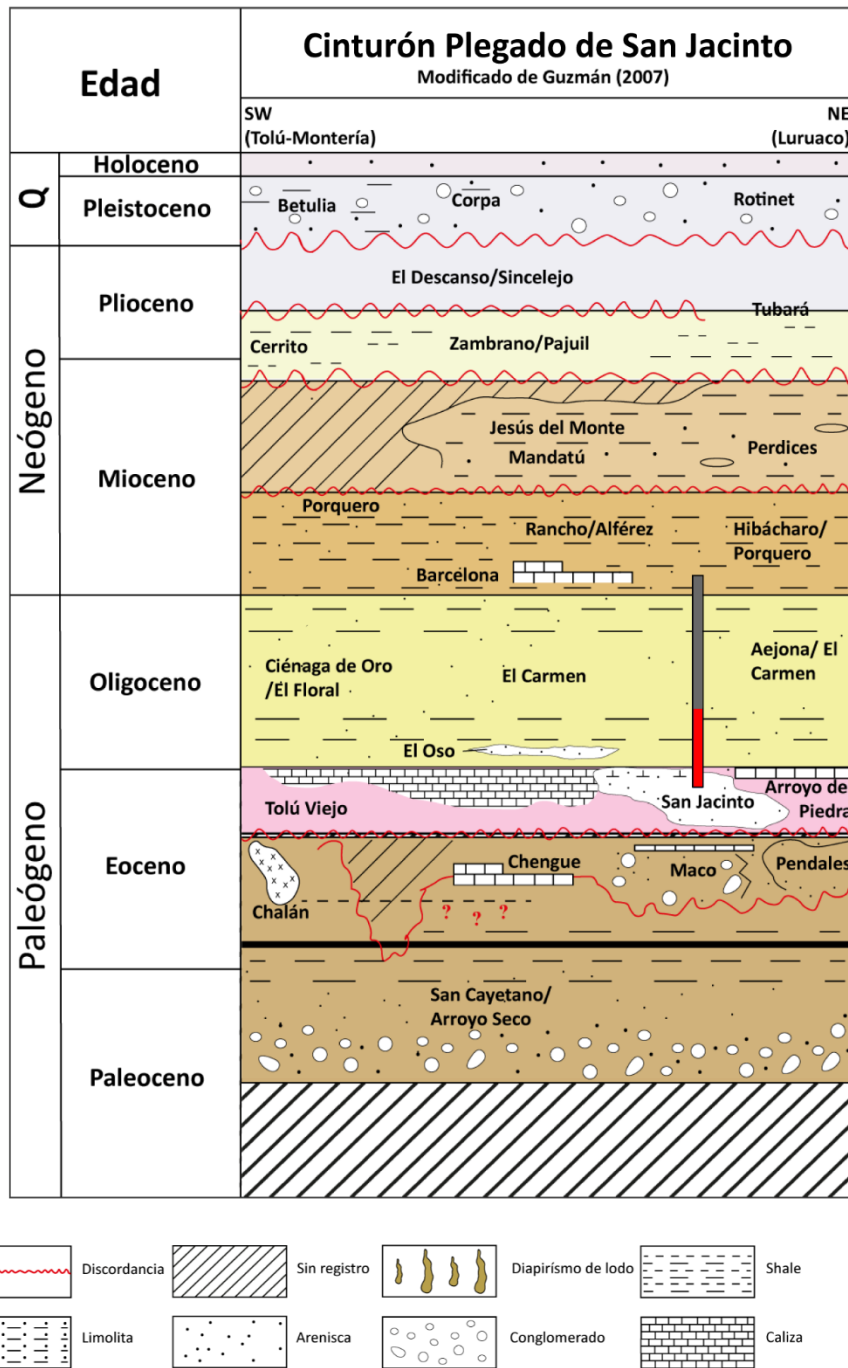


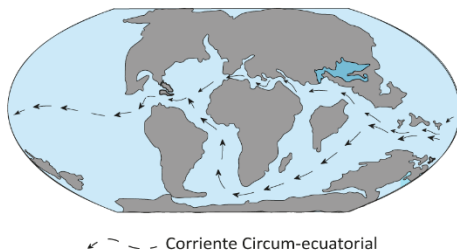
Figura 3. Cronoestratigrafía del Cinturón Plegado de San Jacinto, con la distribución temporal de la secuencia registrada por el pozo ANH-SJ-1. En rojo se resalta el intervalo temporal estudiado en este trabajo. Tomado y modificado de Guzmán (2007), y Cardona et al. (2012).

2.2 Escenario global del Paleógeno tardío

Luego de la ruptura de Pangea en el Mesozoico, la ubicación que adquirieron los continentes durante el Cretácico Tardío e inicios del Paleoceno, permitió el establecimiento de una corriente circum-ecuatorial (Figura 4a), que transportaba agua desde el Océano Índico a través del Tetis hacia el Océano Atlántico (Hallam, 1969), y de una corriente con circulación hacia el océano Pacífico a través del Caribe y Centroamérica (Figura 4a).

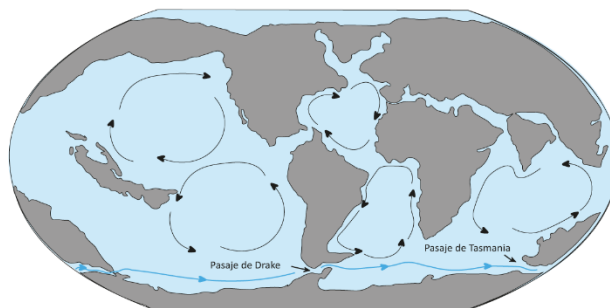
Durante el Eoceno, la colisión de India con Asia cortó la vía marítima del Tetis en dos, lo que hizo que se interrumpiera la circulación ecuatorial (tropical) que corría alrededor del planeta en ese momento (Ricou, 1987; Föllmi & Delamette, 1991; Hotinski & Toggweiler, 2003). Durante el Eoceno tardío, la separación de la Antártida de Australia, y de Suramérica a través del Estrecho de Drake, dio origen a la nueva corriente circum-antártica, la cual tuvo un efecto importante en el clima global (Kennett, 1977) (Figura 4b). Es así, como la transición a un clima frío durante el límite Eoceno/Oligoceno, fue uno de los eventos climáticos más acentuados durante el Cenozoico (Zachos et al., 2001, 2008; Ozsvárt et al., 2016). Una de las causas a las que se le atribuye este paso al enfriamiento es el aislamiento térmico de la Antártida, ocasionado por la reorganización de pasajes oceánicos (*gateways*) que se inició en el Eoceno temprano (Kennett & Shackleton, 1976; Lawver et al., 1992), forzando la apertura del pasaje de Tasmania en el Océano Austral por el movimiento hacia el norte de la Placa Australiana y la apertura del Pasaje de Drake (Barker & Burrell, 1977; Kenett, 1977; Lawver, 1992). Este último conllevó al fortalecimiento de la corriente Circumpolar Antártica y de un frente polar que permitió la desviación de las cálidas corrientes de los límites occidentales (Salamy & Zachos, 1999). De esta manera, las condiciones climáticas en la Antártida se volvieron cada vez más inestables generando la aparición de capas de hielo temporales. Esta tendencia se extendió hasta el Oligoceno temprano (Figura 4b) (33,5 Ma), cuando al parecer se supera un umbral climático que permite la rápida expansión de grandes capas de hielo (Crowely & North, 1988). La transición Eoceno-Oligoceno culmina, así, con una glaciación de corta duración denominada Oi1 (Miller et al., 1991), la cual se extendió por un periodo de aproximadamente 400.000 años (Salamy & Zachos, 1999; Zachos et al., 2001).

a. Modelo paleogeográfico (55 Ma)



Corriente Circum-ecuatorial

b. Modelo paleogeográfico Eoceno/Oligoceno



Corriente Circumpolar Antártica (CCA)

c. Modelo paleogeográfico Oligoceno temprano (31.1 Ma)



Corriente Circumpolar Antártica (CCA)

Figura 4. Mapa paleogeográfico. **a.** ubicación de paleocorrientes hace 55 Ma. **b.** reconstrucción paleogeográfica para el límite Eoceno/Oligoceno, ubicación de los pasajes de Drake y Tasmania. **c.** Ubicación paleogeográfica en el Oligoceno temprano (31.1 Ma). Tomado y modificado de Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Liu et al., 2009.

Según Coxall et al. (2005) y DeConto & Pollard (2003) el establecimiento de la capa de hielo en la Antártida fue estimulado por cambios en la órbita de la Tierra, así mismo, DeConto & Pollard (2003) y Goldner et al. (2014) respaldan la hipótesis de que el crecimiento de la capa de hielo en la Antártida durante el límite Eoceno/Oligoceno (Figura 4b), fue originado por una fuerte caída en los valores de dióxido de carbono (CO_2) atmosférico que se vio pronunciado a lo largo del Oligoceno temprano (Figura 4c).

A nivel micropaleontológico y geoquímico, los isótopos estables de carbono y oxígeno, muestran cambios en la productividad biológica y cambios en el ciclo del carbono, relacionados a las modificaciones climáticas sucedidas entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano (Zanazzi et al., 2007; Grira et al., 2018; Sibert et al., 2020). El aumento de los valores del isótopo de oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}$) medidos en conchas de foraminíferos bentónicos de aguas profundas, reflejan la disminución en la temperatura de los océanos y el desarrollo de capas de hielo en la Antártida (Shackleton & Kenett, 1976; Zachos et al., 1996; DeConto & Pollard, 2003; Coxall et al., 2005; Coxall & Willson, 2011). Este cambio en el régimen climático, es posiblemente la causa en la productividad de los océanos en el mundo (Sibert et al., 2020), la extinción de varias especies de fitoplancton y zooplancton (Funakawa et al., 2006; Pearson et al., 2008), la disminución de la diversidad los foraminíferos planctónicos (Pearson et al., 2006) y la extinción de los géneros de foraminíferos planctónicos *Hantkenina* y *Cribohantkenina* (Wade & Pearson, 2008), dando paso al predominio de globigerinidos pequeños con diversidades bajas (Bolli et al., 1985). Además, durante el Oligoceno temprano, la caída significativa en los valores de CO_2 atmosférico hizo que a nivel mundial haya un recambio florístico que promueve la diversificación de especies asociadas a climas templados (Zanazzi, 2007; Pearson et al., 2009; Pagani et al., 2011; Sun et al., 2014; Galeotti et al., 2016).

3. Ciclos de Milankovitch y Cicloestratigrafía

Los ciclos astronómicos o ciclos de Milankovitch son cambios cuasiperiódicos en la órbita de la tierra y en la inclinación de su eje (Figura 5), provocadas por la atracción gravitacional del sol, la luna y los planetas (Strasser et al., 2006). La Teoría de Milankovitch o la Teoría Astronómica del Cambio Climático, hace referencia al control que ejercen dichos cambios sobre las condiciones climáticas terrestres. Esta teoría se enfoca en comprender como las condiciones climáticas y los procesos sedimentarios interactúan entre sí para generar patrones estratigráficos controlados orbitalmente, y que determinan la formación de características cíclicas en las facies (suma de características de una unidad sedimentaria), o la formación de patrones rítmicos en propiedades físicas como la litología, el tamaño de grano, las estructuras sedimentarias, el contenido paleontológico, entre otras; en propiedades químicas de la roca, como la composición isotópica de los carbonatos, las características radioactivas o magnéticas del sedimento (Perlmutter y Azambuja, 2005; Strasser et al., 2006; Martín et al., 2015). Los ciclos de Milankovitch tienen tres componentes principales relacionados a aspectos de la órbita y la inclinación de la Tierra que afectan la recepción y la distribución de la energía solar (Figura 5).

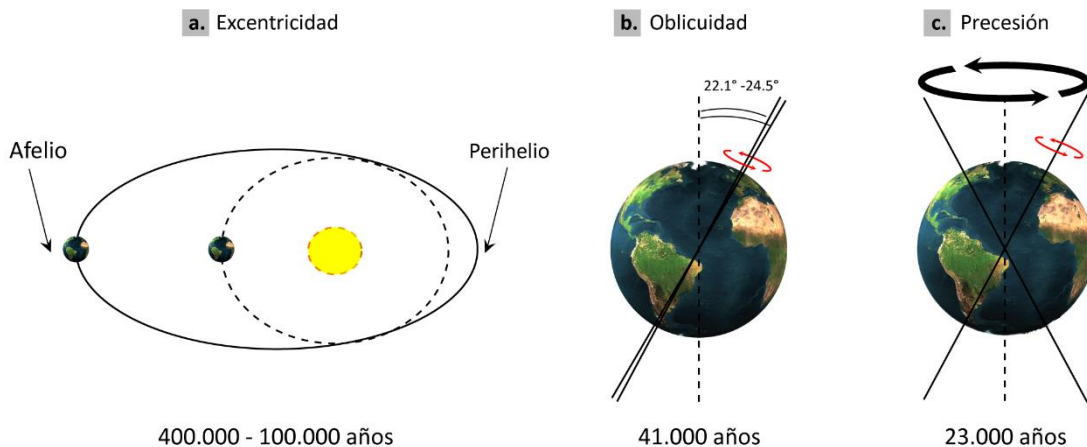


Figura 5. Variables astronómicas que controlan la insolación de la tierra **a.** Excentricidad, parámetro con periodos dominantes de 400.000 y 100.000 años. **b.** Oblicuidad (41.000 años) y **c.** Precesión (23.000 años). Tomado y modificado de Martín-Chivelet et al. (2015).

3.1 Excentricidad (400-100 kyr)

La variación en la elipse que dibuja la Tierra alrededor del Sol se denomina excentricidad (Figura 5a, 6a), esta variación es causada por la atracción gravitacional del sol y de otros planetas (Strasser et al., 2006). Este parámetro produce estacionalidades más marcadas cuando se presenta una mayor diferencia entre la distancia entre el Sol y la Tierra, o lo que es igual, una mayor diferencia de la longitud entre el afelio (mayor distancia entre la Tierra y el Sol) y el perihelio (menor distancia entre la Tierra y el Sol) (Cronin, 1999), por el contrario, una elipse más circular (menos excentricidad), tendrá como resultado menos contraste entre las estaciones, debido a que existe una distancia más homogénea entre el afelio y el perihelio (Martínez, 2014). El parámetro de la excentricidad presenta dos frecuencias primarias 413 kyr y 100 kyr, sin embargo, estos valores también pueden variar entre 95, 124, 99, 131 kyr y 2.38 Ma

3.2 Oblicuidad (41 kyr)

El eje de rotación de la Tierra se inclina respecto al plano orbital que dibuja la tierra alrededor del sol (eclíptica) (Figura 5b, 6b), esta inclinación varía entre $24,5^\circ$ y $21,5^\circ$ (Laskar et al., 2004). Los ciclos de oblicuidad producen cambios en la energía solar (insolación) recibida por el planeta Tierra. En este sentido, la oblicuidad cambia la intensidad de la estacionalidad anual, a menor grado de oblicuidad se presentan veranos e inviernos suaves, por el contrario, a mayor grado de oblicuidad los veranos serán más calurosos seguidos de inviernos más fríos (Cronin, 1999; Perlmutter y Azambuja, 2005). El parámetro de la oblicuidad tiene un periodo completo de 41 kyr, sin embargo, este periodo tiene otros valores menores superpuestos de 39, 54 y 29 kyr.

3.3 Precesión (21 kyr)

El parámetro de la precesión (Figura 5c, 6c), conocido como precesión de los equinoccios, es el resultado de dos componentes: precesión axial, generada por el esfuerzo de torsión ejercido por el sol y la luna sobre el ecuador de la tierra y la precesión elíptica, que resulta de los efectos planetarios en la masa de la Tierra, esto causa que la órbita terrestre gire entorno al sol. En consecuencia, el eje de la tierra presenta un movimiento similar a un “bamboleo” parecido al descrito por un trompo que gira inclinada sobre una superficie horizontal. El

parámetro de precesión de los equinoccios hace que el patron hemisferico (veranos cálidos e inviernos fríos en un hemisferio/veranos e inviernos moderados en el hemisferio opuesto) se invierta gradualmente en el transcurso de un ciclo de precesión (Perlmutter y Azambuja, 2005; Martínez, 2004; Martín et al., 2015). La precesión tiene un periodo promedio de 21 kyr, este ciclo posee dos ciclos de 23 y 19 kyr.

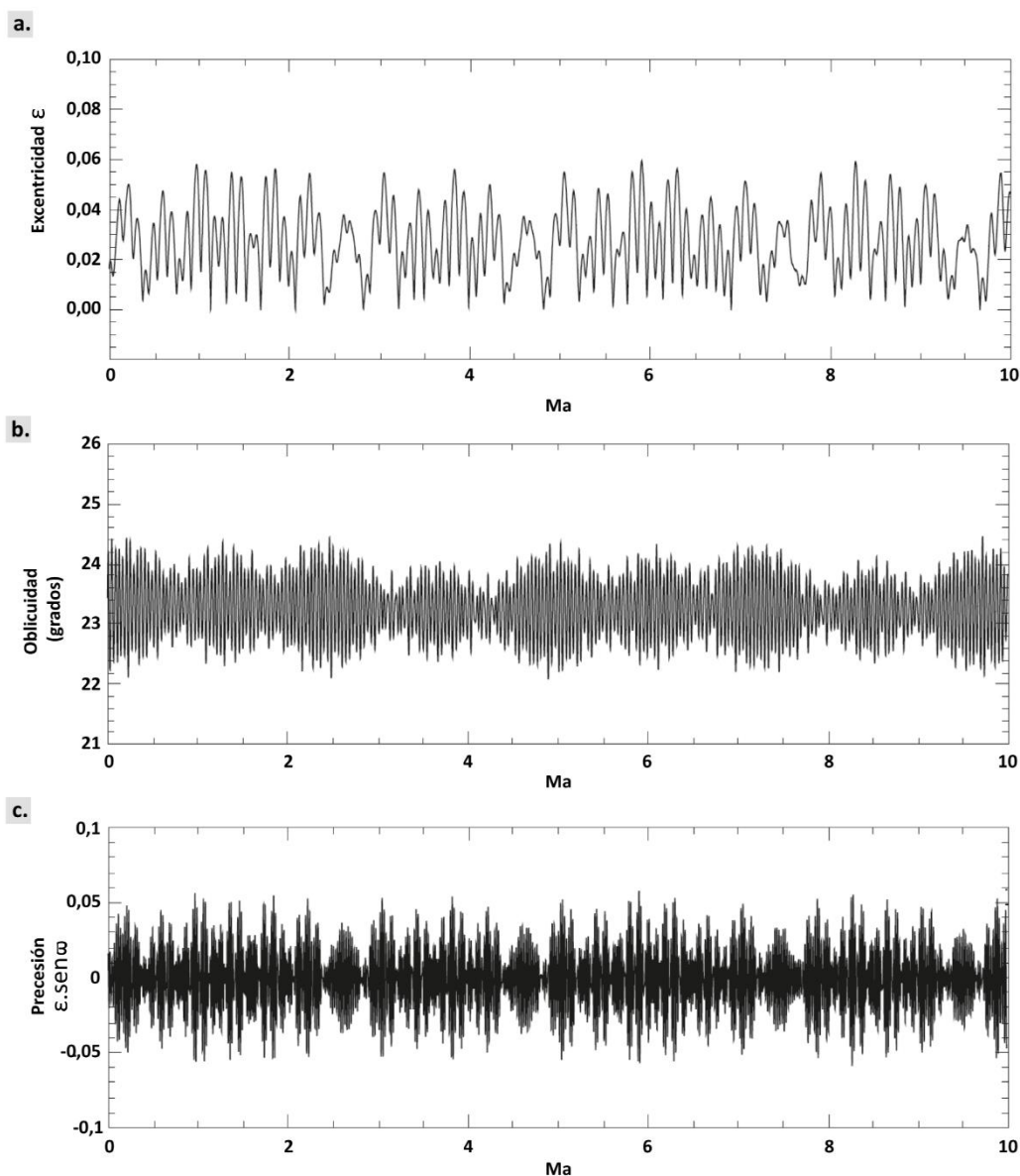


Figura 6. Parámetros astronómicos de la Tierra donde se presentan los últimos 10 millones de años según el modelo de La2004. **a.** Excentricidad orbital. **b.** Oblicuidad en grados de inclinación axial. **c.** Índice de precesión. Tomado y modificado de Hinnov & Hilgen (2012).

3.4 Origen de la ciclicidad en sucesiones sedimentarias

La ritmicidad (ciclicidad) en las sucesiones sedimentarias puede generarse a través de diferentes procesos conocidos como autociclos y alociclos (Seilacher & Aigner, 1991; Einsele et al., 1991), estos eventos pueden ser: elevación del área de origen, hundimientos repetidos de la cuenca, variaciones en el nivel del mar, oscilaciones climáticas, entre otros. Estos procesos generan la repetición de facies y/o variaciones en la composición de los sedimentos, generando una señal impresa en el registro sedimentario. A pesar de la dificultad para discriminar cuáles son los procesos de formación de esta ciclicidad, se sabe que los cambios impulsados por la tectónica tienden a tener velocidades más lentas que las frecuencias de Milankovitch, también se diferencian de los ciclos deltaicos, que presentan frecuencias más altas y ocurren con mayor regularidad (Miller et al., 2005; Zhu et al., 2012; Bouman & Johnson, 2014). La determinación de los ciclos alogénicos se fortalece cuando el análisis estadístico permite confirmar las periodicidades de los ciclos y que estos coinciden con los ciclos orbitales conocidos (por ejemplo, excentricidad, oblicuidad y precesión) (Abels et al., 2013; Meyers & Sageman, 2007).

Las variaciones impulsadas orbitalmente en la distancia Tierra-Sol y en la inclinación del eje terrestre, generan cambios en la insolación que es recibida por la Tierra, estos cambios se ven reflejados en la variabilidad climática (Berger, 1978; Schwarzacher, 1993), de acuerdo con la variación en cada parámetro (excentricidad, oblicuidad y precesión) la insolación genera cambios en la posición de las células de circulación atmosférica y es la encargada de generar desplazamiento latitudinal en los cinturones climáticos (Matthews & Perlmutter, 1994). En este sentido, el clima es uno de los factores más importantes que controlan tanto la producción como acumulación de sedimentos en los sistemas naturales (Figura 7), influyendo en parámetros como: régimen de precipitaciones, temperatura y química del agua, circulación oceánica, dinámica de los glaciares, ríos, y vientos, entre otros. La compleja interacción de estos parámetros genera finalmente un sistema sedimentario que, registrará en mayor o en menor medida los parámetros orbitales impresos en cada variable (Strasser et al., 2006). En este sentido, se conoce que el forzamiento climático se registra con mayor precisión en sistemas de depósito en los cuales la preservación de la señal orbital es mejor, como: cuencas marinas profundas, lagos profundos entre otros.

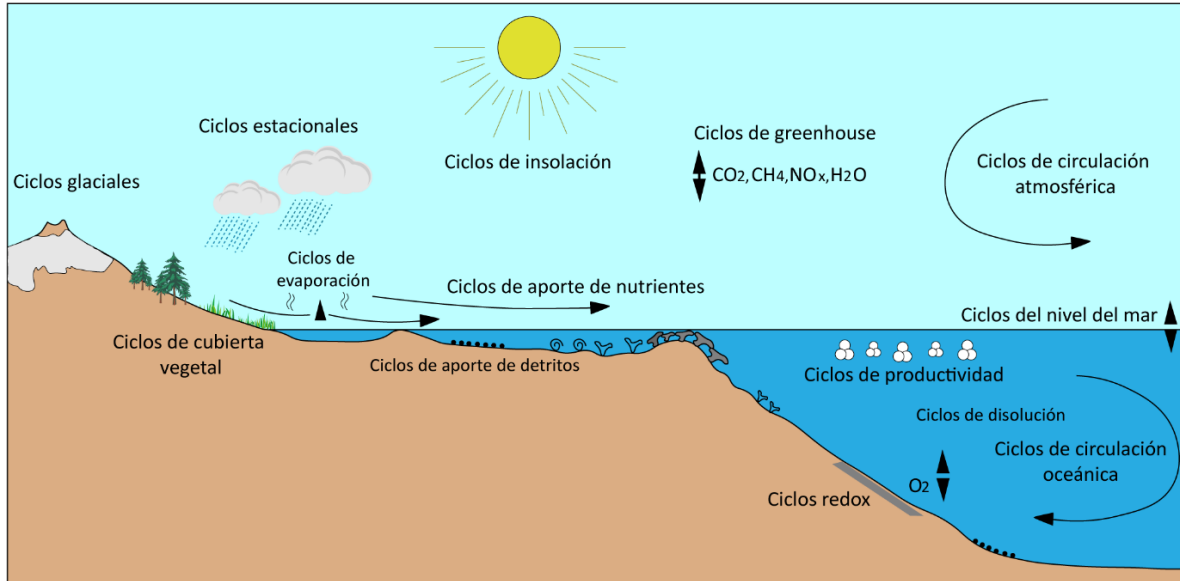


Figura 7. Ilustración de los fenómenos atmosférico, oceánico, biológico y sedimentario, sistemas influenciados por cambios de insulación impulsados orbitalmente. Los ciclos mencionados pueden estar desfasados en cuanto a su frecuencia y amplitud. Tomado y modificado de Strasser et al. (2006).

3.5 Cicloestratigrafía

La cicloestratigrafía es una subdisciplina de la estratigrafía, que se encarga de identificar, caracterizar las variaciones cíclicas en el registro sedimentario, las cuales pueden ser periódicas o cuasi-periódicas (Hilgen et al., 2004; Strasser et al., 2006), para correlacionarlas con los ciclos astronómicos (ciclos de Milankovitch) asociados a variaciones en los elementos de la órbita terrestre respecto al sol (excentricidad, oblicuidad y precesión; Perlmutter & Azambuja, 2005; Strasser et al., 2006) (Figura 5). Estos ciclos astronómicos tienen periodicidades conocidas del orden de 10^4 y 10^5 años (Strasser et al., 2006; Hinnov & Hilgen, 2012; Martín-Chivelet et al., 2015).

Los estudios cicloestratigráficos realizados en zonas de bajas latitudes no son tan numerosos como los realizados en altas latitudes (Kerr, 2001, 2003; Wang, 2021). Sin embargo, se ha demostrado la fuerte influencia que estos parámetros orbitales pueden tener en la zona intertropical (latitudes bajas) (de Boer & Smith, 1994; Bozzano et al., 2001; Loutre et al., 2004; Berger et al., 2006; Westerhold & Röhl, 2009; Bosmans et al., 2015; Tardif et al., 2021; Wang, 2021).

4. Los Foraminíferos

Dentro del grupo de las herramientas más frecuentemente utilizadas para estudios bioestratigráficos, paleoecológicos, paleoambientales y paleoceanográficos, se encuentran los foraminíferos (Bé, 1960; Kucera, 2007; Grira et al., 2018; Schiebel & Hemleben, 2018). Éstos son organismos protistas, heterótrofos y unicelulares, principalmente marinos, provistos de una concha de carbonato de calcio que es segregada desde el interior de la célula (Bé, 1960; Hemleben et al., 1989; Kucera, 2007; BouDagher-Fadel, 2012). Tanto los foraminíferos fósiles, como los vivos, presentan diferentes formas que se encuentran determinadas por la implementación de diversos mecanismos tróficos (BouDagher-Fadel, 2012). Estos organismos son muy abundantes en los diferentes ambientes marinos, ocupan las aguas superficiales y profundas de los océanos y pueden estar presente incluso en ambientes salobres (BouDagher-Fadel, 2012; Schiebel & Hemleben, 2017). De acuerdo con su estrategia de vida, los foraminíferos se dividen en dos grandes grupos: bentónicos y planctónicos. Los foraminíferos bentónicos presentan tamaños que varían desde menos de 100 μm hasta algunos centímetros de diámetro, habitan el sustrato marino (entre la interfase agua/sedimento) y se desarrollan a diferentes profundidades bajo condiciones particulares para cada especie, en este sentido, ocupan hábitats con unos pocos metros de columna de agua, hasta ambientes abisales a más de 2000 metros de profundidad, por lo que son empleados para determinar condiciones paleobatimétricas, y paleoceanográficas profundas (Jones, 1994; Molina, 2017; Kaminski & Gradstein, 2005; Holbourn et al., 2013). A diferencia de ellos, los foraminíferos planctónicos, son organismos que se encuentran flotando en los primeros cientos de metros de la columna de agua (ocupando las masas de aguas superficial e intermedias de los océanos), su tamaño varía entre 50 y 600 μm , por sus tasas de evolución rápidas (más rápidas que los bentónicos), son ampliamente usados como indicadores en bioestratigrafía; además, aportan información paleoceanográfica de las aguas superficiales oceánicas como temperatura, productividad oceánica etc, (Schiebel & Hemleben, 2018). Este capítulo se centra en este último grupo, con el objetivo de describir el registro fósil como herramienta principal para determinar la edad del intervalo de estudio registrado en el pozo ANH-SJ-1

4.1 Biología de los foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos son protozoos marinos de vida libre, heterótrofos, pertenecientes al filo Rizópoda; estos organismos corresponden a una única célula eucariota, la cual se encarga de ejecutar procesos vitales como construcción de cámaras y elaboración de conchas de carbonato de calcio (Dujardin, 1835; Hemleben et al., 1989; Schiebel & Hemleben, 2018). La construcción de la pared calcárea se da por medio de la segregación del carbonato, la cual ocurre dentro de la envoltura citoplasmática, donde se combinan procesos que incluyen la vacuolización del agua de mar, el transporte de iones de Ca^{+2} y el bombeo de protones H^{+} , este último se relaciona con la producción de un ambiente de alto pH, el cual facilita la precipitación de carbonato de calcio (CaCO_3) que da paso a la formación de una pared mineralizada interna y externa, que construyen una estructura bilamellar en los organismos (Sean Gupta, 1999; Kucera, 2007; BouDagher-Fadel, 2012; Schiebel & Hemleben, 2018).

La célula de los foraminíferos está constituida por orgánulos típicos de las células eucariotas, como: núcleo, aparato de Golgi, mitocondria, ribosomas y vacuolas (Figura 8), los cuales ayudan al proceso de digestión y de almacenamiento de lípidos y almidones (Hemleben et al., 1989; Schiebel & Hemleben, 2018). La alimentación de los foraminíferos planctónicos puede ser tanto omnívora/herbívora como carnívora, alimentándose bien sea de fitoplancton marino (diatomeas y dinoflagelados) o ciliados, copépodos, terópodos y ostrácodos, respectivamente (Hemleben et al., 1989). La reproducción de los foraminíferos planctónicos se da de manera sexual (gametogénesis), la cual se produce por la liberación de cientos de miles gametos biflagelados al ambiente; los ciclos de reproducción se dan solo una vez en su ontogenia y pueden variar según la profundidad en la que habiten las especies, pueden ir desde ciclos sinódicos lunares hasta ciclos semi-sinódicos lunares (Spindler et al., 1979; Bijma et al., 1990a; Schiebel et al., 1997).

Los foraminíferos planctónicos tienen diferentes etapas ontogenéticas, como lo son: prolocular, juvenil, neánico, adulto y terminal (Hemleben et al., 1989). En la transición de los diferentes estadios, los foraminíferos planctónicos experimentan modificaciones como: variación en la porosidad, cambios en el comportamiento trófico, variación en el tamaño de

sus conchas y desarrollo de características diagnósticas (Brummer et al., 1986; Hemleben et al., 1989; Molina, 2017).

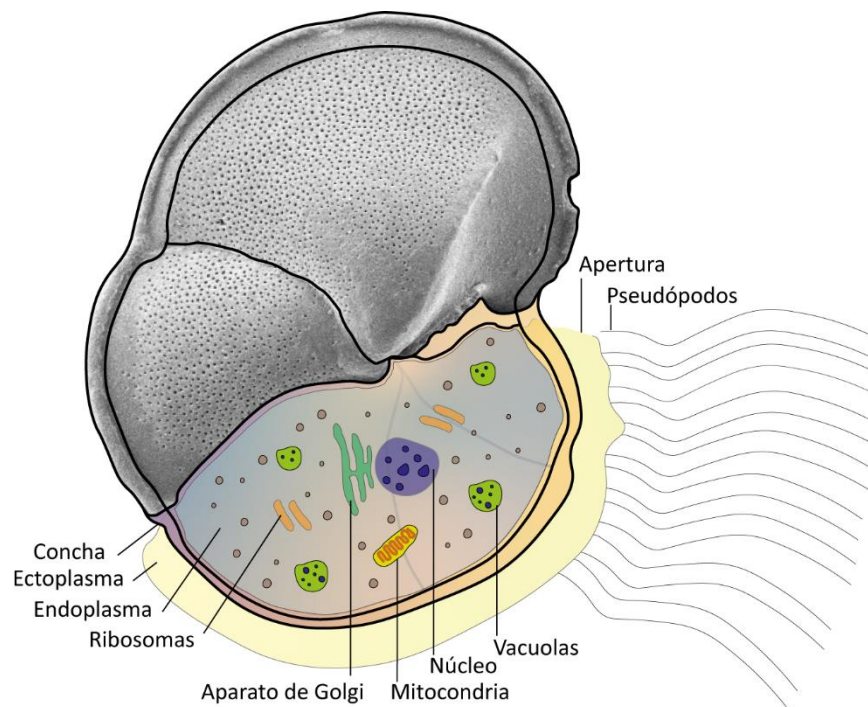


Figura 8. Estructura interna de un foraminífero planctónico, imagen representativa de una célula eucariota, y apariencia externa de un individuo perteneciente al género *Globorotalia*. Fotografía obtenida a través del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).

4.1 Modo de vida

Todas las especies de foraminíferos planctónicos son holoplanctónicas, y pasan toda su vida flotando libremente en las aguas superficiales de los océanos (Kucera, 2007). Estos organismos poseen conchas que presentan cámaras más o menos globulares, interconectadas por aberturas internas llamadas foramen (BouDagher-Fadel, 2012). Además, los foraminíferos planctónicos poseen cuerpos fibriales que permiten su flotabilidad, lo que los diferencia del grupo bentónico. Estos organismos principalmente habitan en la capa mixta y la termoclina superior (Kucera, 2007), están dotados de pseudópodos que corresponden a parte de la superficie celular que se expande fuera de la concha del foraminífero, estos apéndices finos sirven tanto para su movilidad como para su alimentación (BouDagher-Fadel, 2012). Las especies de foraminíferos planctónicos se pueden diferenciar en dos grandes grupos: aquellos de formas no espinosas y aquellos de formas espinosas. Las especies de formas no espinosas se alimentan de diatomeas, dinoflagelados y pequeños radiolarios (Hemleben et

al., 1989; Molina, 2017), viven en aguas profundas, ascendiendo a la superficie solamente para realizar su proceso de reproducción (Hemleben, 1989; Kucera, 2007; BouDagher-Fadel, 2012; Molina, 2017). Los de formas espinosas prefieren una dieta carnívora, y disponen de algas simbiontes (dinoflagelados y crisófitos) que realizan fotosíntesis y les suministran oxígeno; por este motivo, los foraminíferos de este grupo viven en la zona fótica y solo descienden a mayores profundidades para realizar su reproducción (Kucera, 2007; Schiebel & Hemleben, 2019).

4.2 Conceptos filogenéticos

Los principios de clasificación taxonómica de los foraminíferos planctónicos se basan en la jerarquía establecida por Olsson et al. (1999) y Pearson et al. (2006), quienes utilizan como criterio primordial la textura de la pared de la concha para identificar los principales grupos taxonómicos. Éstos se resumen en Wade et al. (2018).

- **Superfamilia:** Son grupos principales que se han desarrollado independientemente de sus antepasados bentónicos y son reconocidos principalmente por las diferentes texturas de la pared.
- **Familia:** Los grupos que están relacionados por tener un tipo de pared específica.
- **Género:** Agrupan las especies que poseen diferencias básicas en la arquitectura y ornamentación de la concha.
- **Especie:** Representa una morfo-especie que ha sido reconocida y clasificada con el espécimen tipo.

4.3 Características taxonómicas

Los foraminíferos planctónicos se clasifican de acuerdo a las características de la concha externa (Hemleben et al., 1989; BouDagher-Fadel, 2012), con base en la morfología general, y las características ultraestructurales y microestructurales (Hemleben et al., 1989). Para ello, características como el modo de enrollamiento, desarrollo de troco, forma y posición de las aperturas principales y secundarias, forma y profundidad de las suturas son analizadas en cada una de las vistas (BaouDagher-Fadel, 2012) (Figura 9).

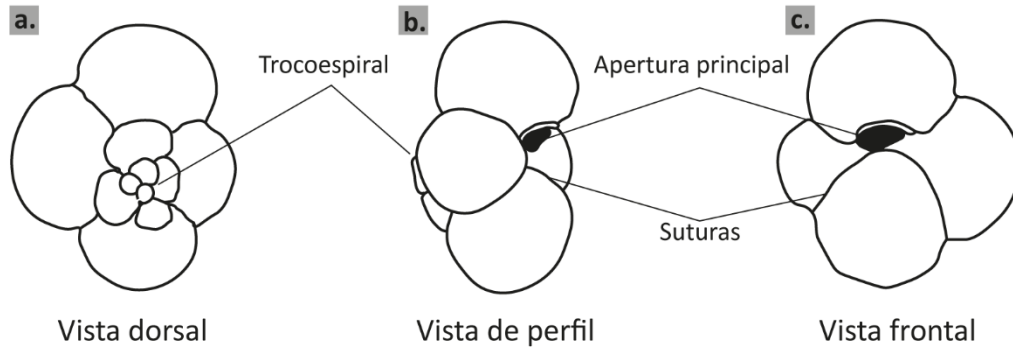


Figura 9. Vistas requeridas para la clasificación de los foraminíferos planctónicos, **a.** vista dorsal/espiral. **b.** vista de perfil/lateral. **c.** vista frontal/umbilical.

Los principales rasgos para analizar son:

4.3.1 Textura de la pared

Uno de los rasgos más importantes para clasificar un foraminífero planctónico, es la textura de la pared, teniendo en cuenta que es la base para establecer la filogenia y su clasificación dentro de los grupos principales. Esta característica se divide en tres (3) grupos: microperforada (Figura 10a), no espinosa (Figura 10b) y espinosa (Figura 10c) (Kucera, 2007; Spezzaferri et al., 2018).

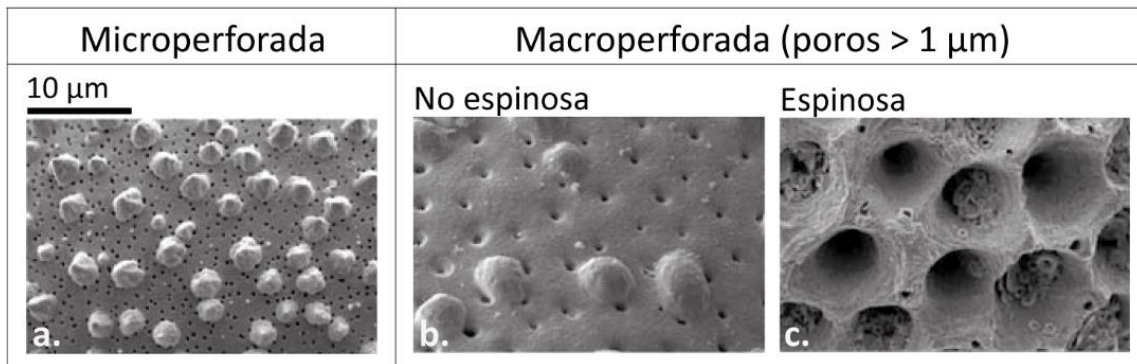


Figura 10. Tipos de paredes presentes en los foraminíferos planctónicos. **a.** Pared microperforada (poros menores a 1 < μm). **b.** Pared macroperforada, no espinosa. **c.** Pared macroperforada, espinosa. Tomado y modificado de Kucera (2007).

Pared microperforada: Son característicos los poros de tamaños menores a una micra de diámetro, los cuales se encuentran dispersos sobre la superficie de la concha y pueden ser cubiertos por pústulas. Este tipo de pared se clasifica en dos tipos:

Tipo *glutinata*: Este tipo de pared se presenta solo en formas trocoespirales y es característica del género *Globigerinita* (Figura 11a).

Tipo *ototara*: Se presenta en formas biseriales, exhibiendo un aspecto microgranular, microperforada, bilamelar; también se puede presentar de forma lisa a finamente pustulosa o costada (Figura 11b).

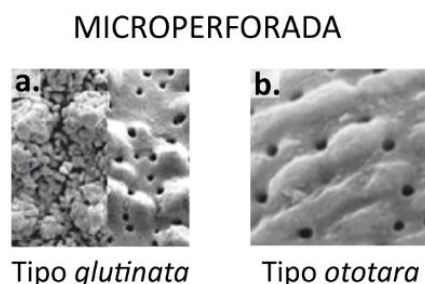


Figura 11. Tipos de paredes microperforadas. **a.** Tipo *glutinata* (se observa en especies de la familia *Globigerinitoidea*). **b.** Tipo *ototara* (se observa en especies de la familia *Guembelitroidea*). Imágenes tomadas y modificadas de Spezzaferri et al. (2018).

No espinoso: Los foraminíferos planctónicos no espinosos presentan diferentes tipos de paredes con menor distribución y amplitud de poros, además, pueden presentar características adicionales como pústulas, las cuales se forman en la superficie de la concha en los estadios más tempranos y luego pueden aumentar de tamaño durante la ontogenia. Este tipo de pared se divide principalmente en tres tipos:

Pared lisa: Presenta pústulas pequeñas y de baja densidad (Figura 12a), generalmente localizadas cerca del ombligo y la apertura; a mayor parte de la concha tiene una apariencia lisa.

Pared muricada: Son características sus pústulas de forma cónica y puntiagudas que ocupan gran parte del área de la concha. En algunas especies estas pústulas cubren la totalidad de la superficie y se concentran cerca al ombligo. Así mismo, se generan alrededor de la periferia de la concha dando una apariencia de quilla. En los estadios ontogenéticos avanzados las pústulas pueden ser grandes y gruesas formando una costra de calcita (Figura 12b).

Tipo *Globoquadrina*: Se caracteriza por presentar una gran diversidad de poros tipo *honeycomb*, además sus pústulas se encuentran localizadas cerca de la apertura y se engrosan en la etapa final de la ontogenia (Figura 12c).

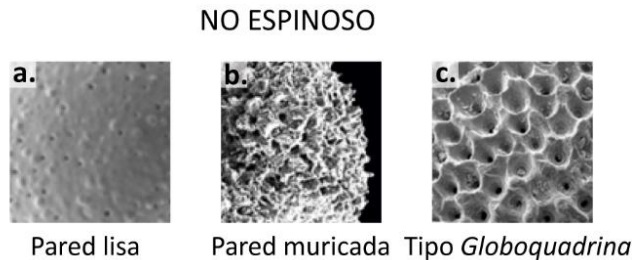


Figura 12. Tipos de paredes presentes en foraminíferos macroperforados, no espinosos. **a.** Pared lisa (se presenta en algunos géneros del Eoceno como *Globanomalina*, *Pseudohastigerina* y *Planoglobanomalina*). **b.** Pared muricada (se presenta en algunos géneros del Eoceno como *Acarinina*, *Morozovella* y *Morozovelloides*). **c.** Tipo *Globoquadrina*, este tipo de pared caracteriza al género *Globoquadrina*. Imágenes tomadas y modificadas de Pearson et al. (2006).

Espinoso: Las paredes espinosas tienen un rango amplio de concentración y diámetro de poros. Ellas se clasifican en seis tipos principales:

Tipo *sacculifer*: Presenta una distribución de poros uniforme (Figura 11a). Este tipo exhibe una forma cancelada típica, generando una estructura muy simétrica llamada panal de abeja o *honeycomb* por su nombre en inglés; las espinas pueden ser circulares o triangulares.

Tipo *micruber*: Presenta una pared cancelada menos simétrica que el anterior tipo, con una distribución poco homogénea (Figura 13b); las espinas son delgadas en comparación al tipo *sacculifer*.

Tipo *ruber/sacculifer*: Los poros presentan una distribución irregular, generando que algunas áreas se observen más simétricas que otras; este patrón es cancelado irregular (Figura 13c)

Tipo: *Turborotalia* Exhibe una pared lisa con patrón de distribución de poros tipo *ruber/sacculifer*. Este tipo de pared es característico del género *Turborotalia* (Figura 13d).

Tipo *bulloides*: Presenta una disposición irregular de poros, con espinas delgadas y redondeadas (Figura 13e).

Tipo *Clavigerinella*: Presenta un patrón de poros denso, lo cual genera un aspecto de pared reticular con una superficie lisa (Figura 13f).

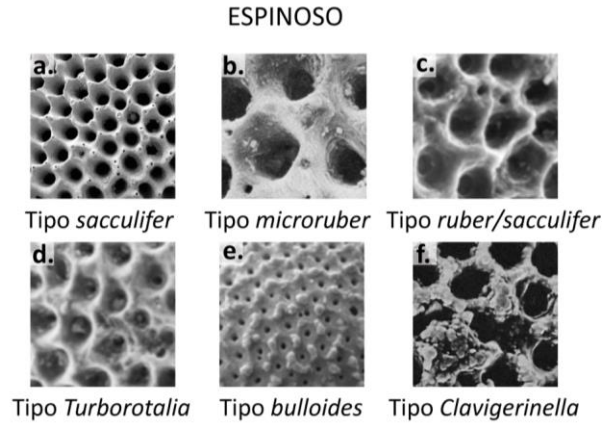


Figura 13. Tipo de paredes presentes en el grupo de foraminíferos planctónicos espinosos. **a.** Tipo *sacculifer* (se produce en algunas especies de *Subbotina*, *Catapsydrax* y *Parasubbotina*). **b.** Tipo *microruber* (ocurre en algunas especies de *Subbotina*). **c.** Tipo *ruber/sacculifer* (se observa en algunas especies de *Paragloborotalia* y *Subbotina*). **d.** Tipo *Turborotalia* (se presenta en todas las especies de dicho género). **e.** Tipo *bulloides* (se observa en las especies del género *Globigerina*). **f.** Tipo *Clavigerinella* (se presenta en las especies del género *Clavigerinella*). Imágenes tomadas y modificadas de Spezaferri et al. (2018) y Pearson et al. (2006).

4.4.2 Disposición de las cámaras

Crecimiento trocoespiral: Tiene el enrollamiento de las cámaras a lo largo del eje de crecimiento mientras se alejan del eje (Figura 14)

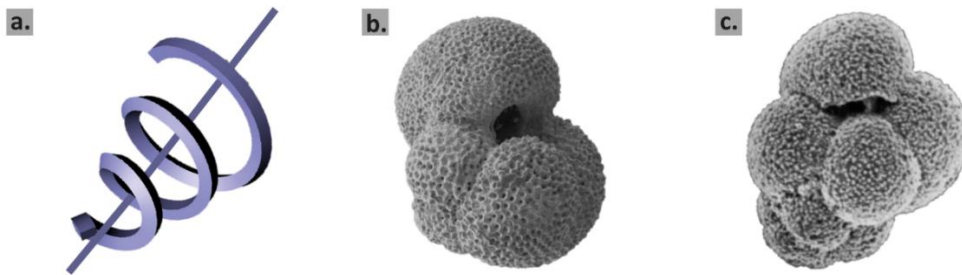


Figura 14. Enrollamiento trocoespiral. **a.** Disposición de enrollamiento de las cámaras a lo largo del eje de crecimiento. **b.** Desarrollo de trocoespiral medio (*Dentoglobigerina prasaepis*) Pearson & Wade. (2015). **c.** Desarrollo de alto-muy alto trocoespiral (*Globigerinita uvula*) Kennett & Srinivasan (1983).

Crecimiento planispiral: Las cámaras se enrollan siguiendo el eje de crecimiento sin alejarse de él. Estas cámaras presentan un plano de simetría bilateral, siendo su lado umbilical y espiral totalmente idénticos (Figura 15).

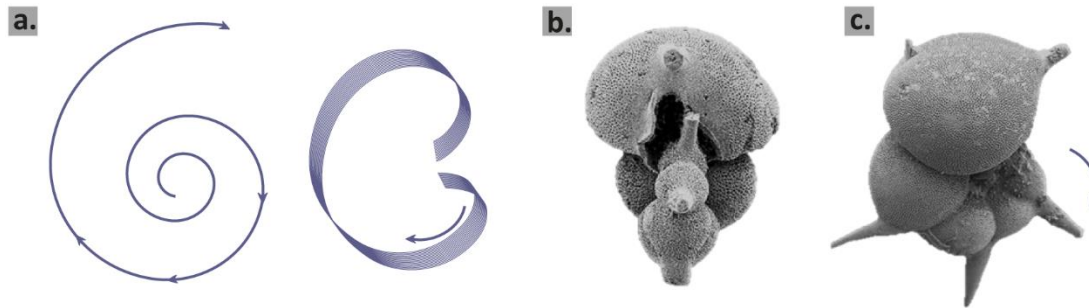


Figura 15. Enrollamiento planispiral. **a.** Disposición de enrollamiento planispiral a lo largo del eje de crecimiento. **b.** Vista de perfil *Hantkenina nanggulanensis*. **c.** Vista umbilical de *Hantkenina nanggulanensis*. Imágenes tomadas de Coxall & Pearson (2006).

Crecimiento streptospiral: Las cámaras se enrollan en planos que varían continuamente, pudiendo presentar la última cámara abrazada totalmente al lado umbilical (Figura 16).

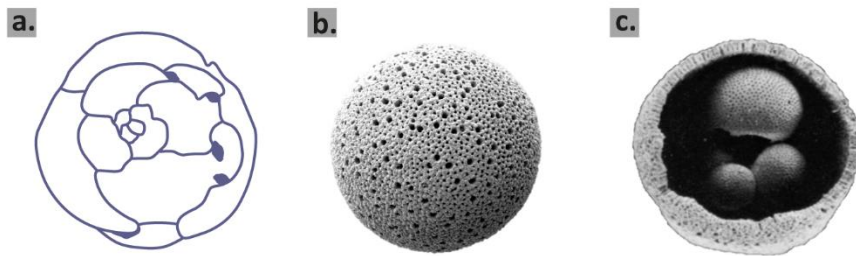


Figura 16. Enrollamiento estreptospiral. **a.** Arreglo de enrollamiento streptospiral. **b.** ejemplar de *Orbulina universa*. **c.** Vista interna de ejemplar de *Orbulina universa*. Imagen tomada y modificada de Kennett & Srinivasan (1983).

Otros tipos de crecimiento: Los patrones de crecimiento de los foraminíferos planctónicos también pueden ser uniserial, biserial, triserial, con una fase inicial planispiral o trocoespiral, creciendo en filas secuenciales que generalmente se superponen formando especímenes que pueden ser planos o cónicos (Figura 17).

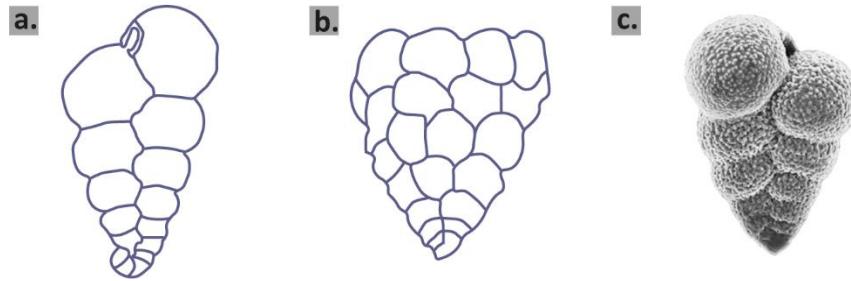


Figura 17. Imágenes de otros tipos de enrollamiento. **a.** Patrón de crecimiento biserial con inicio planispiral. **b.** Patrón de crecimiento multiserial. **c.** Especímen con crecimiento biserial (*Chiloguembelina ototara*) Fucek et al. (2018).

4.4.3 Otras características

Los foraminíferos planctónicos pueden exhibir otras estructuras que son fundamentales para la clasificación en los niveles genéricos y específicos como presencia y posición de las aperturas secundarias, presencia de bulla (estructura que se encuentra localizada en la parte umbilical) y aperturas infralaminares, presencia de dientes y quillas, y posición y forma de labios (Figura 18).

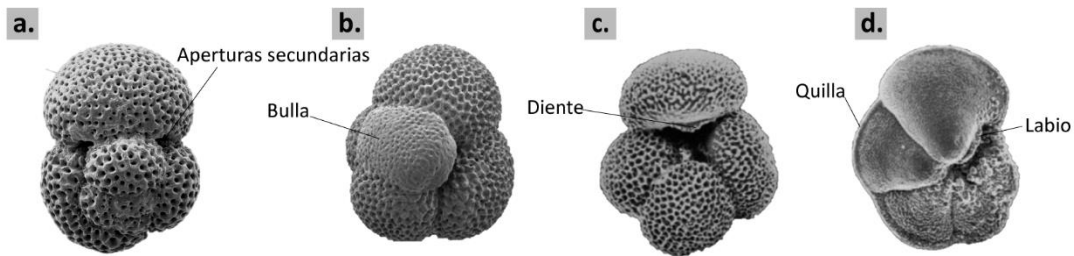


Figura 18. Otras características a tener en cuenta en el proceso de clasificación taxonómica. **a.** Aperturas secundarias (*Globigerinoides subquadratus*). **b.** Presencia de bulla (*Catapsydrax dissimilis*). **c.** Presencia de diente (*Dentoglobigerina baroemoenensis*) Tomada de Kennett & Srinivasan (1983). **d.** Presencia de quilla y labio (*Globorotalia praemenardii*) Tomada de Kennett & Srinivasan (1983).

5. Metodología

5.1 Obtención de muestras

Para el desarrollo de este trabajo se seleccionaron un total de 18 muestras del núcleo de roca del pozo ANH-SJ-1 proporcionado por la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). Estas muestras se encuentran localizadas entre los metros 374-230, con un espacio vertical entre muestra y muestra de ~8 m, sin embargo, la distancia vertical entre las dos muestras superiores es mayor (16 m) ya que este muestreo estuvo condicionado a la litología del pozo.

5.2 Descripción litológica

Para la descripción litológica del pozo ANH-SJ-1 se empleó la nomenclatura de Boggs (2009), en la cual se dividen las rocas sedimentarias en tres grandes categorías: 1) rocas siliciclásticas (lodolitas, areniscas y conglomerados), 2) rocas carbonatadas y 3) otros tipos de rocas (ferrolitas, cherts, fosforitas, volcanoclásticas, evaporitas). Se utilizó la nomenclatura de Folk (1980) para rocas terrígenas y para calizas se empleó el sistema de clasificación de Dunham (1962). Para la descripción del tamaño de grano se empleó la escala granulométrica de Udden-Wentworth y para la descripción de las estructuras sedimentarias se utilizó la propuesta por Richi-Lucchi (1970) y Collinson et al. (2006), con algunas modificaciones (ANH-COLCIENCIAS-UniCaldas, 2020).

Las rocas sedimentarias se describieron a una escala de 1:5 e incluyeron observaciones de composición y textura. La clasificación de rocas de grano fino se determinó utilizando los parámetros de Picard (1971). Se eligieron tres niveles de profundidad con litologías siliciclásticas representativas para realizar análisis petrográficos y condiciones físicas (273 m, 262 m y 249 m de profundidad). Además, revisamos la descripción del núcleo existente y los análisis petrográficos realizados por ANH-COLCIENCIAS-UniCaldas (2020).

5.3 Preparación de muestras

Para la disgregación de las rocas se empleó la metodología propuesta por Thomas & Murney (1985), en la cual se utiliza una solución compuesta por agua y tripolifosfato de sodio ($\text{Na}_5\text{P}_3\text{O}_{10}$), para rocas de tamaño de grano fino y dureza relativamente baja. Se extrajeron

alrededor de 30 gr por muestra de roca, se redujeron a tamaños de aproximadamente 1 cm con un mortero de ágata y se colocaron en una solución compuesta por 4 gr de tripolifosfato de sodio ($\text{Na}_5\text{P}_3\text{O}_{10}$) disueltos en 300 mL de agua, por un periodo de 24 horas. Posteriormente, se procedió a realizar el lavado de las muestras, adicionando jabón con pH neutro y empleando un tamiz de luz de malla $> 63\mu\text{m}$. Luego del lavado de cada muestra, los tamices fueron llevados a un ultrasonido marca *Branson 2510* durante cinco minutos, esto con el fin de disminuir la probabilidad de contaminación entre las muestras preparadas. Finalizado este paso, el sedimento obtenido se llevó a un horno de marca *Thermo Scientific Heraeus*, a una temperatura de 60°C por un periodo de 24 horas, con el fin de eliminar toda la humedad y obtener el sedimento totalmente seco. Finalmente, el sedimento resultante se tamizó por vía seca, empleando tamices con apertura de 150, 125 μm y 63 μm ; posterior a ello se empacaron en recipientes previamente rotulados, para luego ser analizados bajo la lupa binocular (Figura 19).

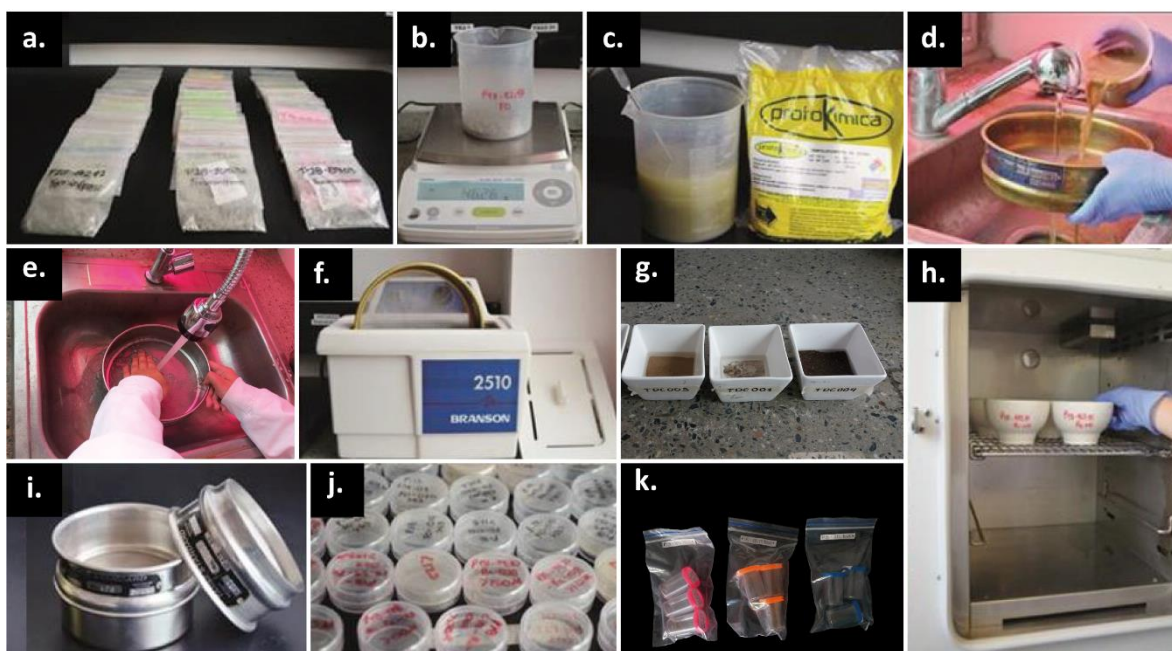


Figura 19. Metodología empleada para la preparación de las muestras de foraminíferos en el laboratorio del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES). **a.** Recepción de muestras. **b.** Extracción de la cantidad permitida para la preparación. **c.** Dispersión de arcillas por medio de solución de tripolifosfato de sodio y agua. **d, e.** Lavado de la muestra a través de tamiz de luz de maya $>63\mu\text{m}$. **f.** limpieza de tamiz por medio del uso de un ultrasonido. **g, h.** Secado del sedimento resultante. **i, j, k.** Tamizaje, separación, empaque y rotulación de cada una de las fracciones por muestra.

5.4 Análisis de las muestras

5.4.1 Selección y clasificación

Una vez separadas cada una de las fracciones se procedió a realizar la selección de los microfósiles por medio de una bandeja de apique de bronce en la cual es esparcido el sedimento correspondiente a la fracción >150 μm . Con la ayuda de un pincel fino y agua se procede a la extracción de los especímenes. Se debe tener en cuenta que la fracción >150 μm proporciona excelente información taxonómica, debido a que allí se reconocen los individuos que han completado su ciclo ontogenético (Brummer et al., 1987), motivo por el cual ayudan a reconocer una mayor diversidad y número de taxones (Ohta et al., 2003).

5.4.2 Parámetros de preservación y abundancia de los foraminíferos planctónicos

La descripción de la preservación de los foraminíferos planctónicos se realizó con base en la propuesta por Pälike et al. (2010) (Tabla 1), la cual propone una estimación visual del grado de abundancia de recristalización, disolución o abrasión presente en los individuos de foraminíferos planctónicos. Para la estimación de la abundancia, se realizó un conteo neto de los foraminíferos planctónicos por muestra, en este sentido el pozo ANH-SJ-1 contó con una abundancia total de 1547 individuos. A continuación, se presentan los parámetros para la determinación del grado de preservación en el pozo ANH-SJ-1.

Tabla 1. Descripción del estado de preservación de los foraminíferos planctónicos según Pälike et al. (2010).

Preservación según Pälike et al. (2010)	Rasgos a observar
Muy buena	No hay evidencia de recristalización, disolución o abrasión.
Buena	Poca evidencia de recristalización, disolución o abrasión.
Moderada	Recristalización, disolución o abrasión son comunes pero menor.
Pobre	Recristalización, disolución o fragmentación es abundante.

La segunda metodología empleada para la estimación del grado de preservación de los foraminíferos planctónicos es una propuesta elaborada a partir del cálculo de porcentaje de individuos clasificados a nivel de especie, considerando este porcentaje la representación de una buena preservación para realizar taxonomía, en este sentido, se consideran cuatro rangos que se presentan en la tabla 3.

Tabla 2. Ejemplo para hallar el porcentaje de preservación en una muestra de foraminíferos planctónicos.

Individuos clasificados a nivel de especie	Individuos clasificados a nivel de género sp.	Foraminíferos planctónicos indeterminados	Conteo neto en la muestra SJ-1006,5-BIO
126	5	6	137

$$\% \text{Bien preservado} = \frac{126 \times 100}{137} = 91.97\%$$

El porcentaje mal preservado se calculó por medio de la sumatoria de los individuos clasificados a nivel de género pero que no tenían características que permitirían llegar a nivel específico. En este caso se usó el nombre del género seguido de la abreviatura sp. y junto con ellos foraminíferos planctónicos indiferenciados, o que su preservación no permitía encasillarlos ni si quiera a nivel de familia.

$$\% \text{Mal preservado} = \frac{11 \times 100}{137} = 8.03 \%$$

Tabla 3. Rangos de preservación según porcentaje de individuos clasificados a nivel de especie.

Rango de preservación según estimación de porcentaje	Porcentaje de individuos clasificado en la muestra
Muy buena	> del 75 % de los individuos en la muestra se lograron clasificar.
Buena	Entre > 50 - 75 % de los individuos en la muestra se lograron clasificar.
Moderada	Entre > 25 - 50 % de los individuos en la muestra se lograron clasificar.
Pobre	< del 25 % de los individuos en la muestra se lograron clasificar.

5.5 Análisis de foraminíferos

La identificación de los géneros y las especies se realizó teniendo en cuenta los parámetros como textura de la pared, forma de la concha, margen periférica, número de cámaras, disposición de aperturas primarias y secundarias, modo de enrollamiento, suturas y características adicionales como la presencia de bulla, quilla, labios y dientes (Iaccarino et al., 2007; BouDagher-Fadel, 2012). Cada uno de los especímenes se observó a través de una lupa binocular marca *Nikon SMZ745* (Figura 20) en tres vistas: frontal, de perfil y dorsal, y se determinó la categoría de especie mediante las características anteriormente mencionadas, bajo las descripciones realizadas por Kennett & Srinivasan (1983), Pearson et al. (2006), Wade et al. (2018) y las características reportadas en la plataforma *mikrotax.org*.

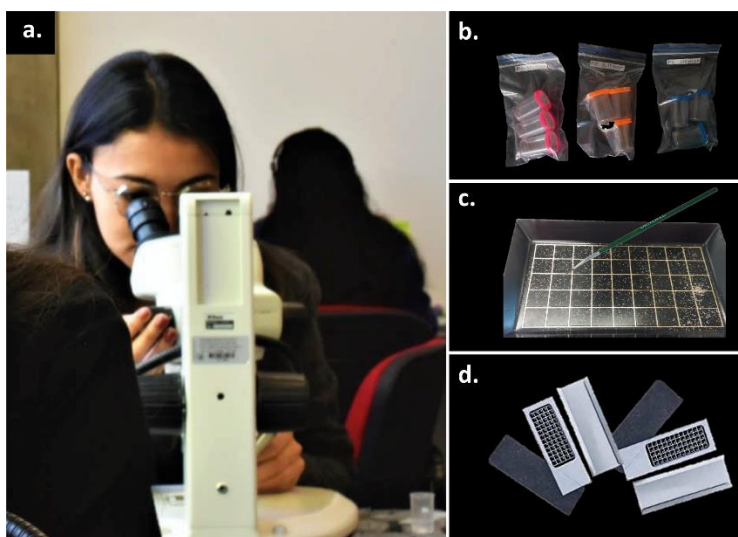


Figura 20. Selección y clasificación de foraminíferos. **a.** Recepción de muestras y observación bajo la lupa binocular. **b.** Almacenamiento de levigado. **c.** Separación de géneros y especies según las características morfológicas observadas. **d.** Organización en grupos de especies en laminillas numeradas.

5.5.1 Determinación bioestratigráfica

La determinación bioestratigráfica se basó en la asociación de foraminíferos planctónicos de cada muestra y los bioeventos reportados, adoptando la zonación estándar internacional (Wade et al., 2011). Para la edad de cada muestra, se usó el método de zona de rango concurrente que está determinado por el rango de concurrencia de dos taxones a través de su primera y última aparición en el registro (Figura 21).

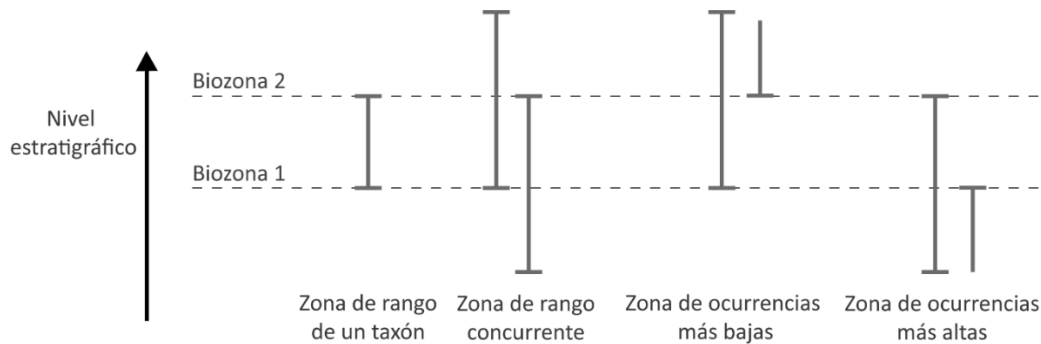


Figura 21. Zonas utilizadas en estudios bioestratigráficos. Tomado y modificado de Hedberg (1976) y Pearson (1998), en Wade et al. (2011).

5.6 Datos de registro de pozo: modelo de edad y análisis de series de tiempo

La señal del registro GR está controlada por la radiación natural emitida por rocas que contienen elementos radiactivos como U, Th y K, que típicamente están asociados con minerales arcillosos y la presencia de materia orgánica (Melnyk et al., 1992, 1994; Ten Veen y Postma, 1996; Hesselbo et al., 2009).

Luego de un control bioestratigráfico de primer orden, se revisó la variabilidad natural de los registros para evaluar la variabilidad cíclica asociada con un origen astronómico en respuesta a cambios sedimentarios/climáticos impulsados orbitalmente. Se reconocieron variaciones repetitivas en las amplitudes, frecuencias e intensidades de la señal de radiactividad medida en las rocas, reflejando variaciones continuas en el contenido relativo de arcillas/arenas y materia orgánica. Los cambios en los patrones del registro GR primero se clasificaron visualmente en función de su espesor, y se identificaron alternancias de baja, media y alta frecuencia. Posteriormente, se aplicaron filtros paso banda gaussiano y análisis Redfit para evaluar la presencia de alternancias periódicas y constantes en el registro de GR en el dominio de profundidad (Schulz y Mudelsee, 2002). Se realizó el análisis Redfit en el dominio de la profundidad para dos intervalos (1) 280-196 m y (2) 280-230 m. Estos análisis se llevaron a cabo para observar la coherencia y consistencia de las periodicidades observadas en el registro GR.

Las periodicidades en el dominio de profundidad por encima de un nivel de confianza del 90% fueron seleccionadas y evaluadas de forma independiente bajo la relación 1:2:5:20, que corresponde a la relación matemática entre los periodos de precesión, oblicuidad y

excentricidad (20:40:100:400 kyr). Se utilizó la curva teórica de la excentricidad de la órbita terrestre de Laskar (2004) para correlacionar la señal GR y establecer un modelo de edad.

Finalmente, la coherencia entre el registro sintonizado y la curva de excentricidad se evaluó a través de un análisis espectral cruzado y estimando el grado de correlación entre las variaciones de amplitud observadas en los registros sintonizados y la modulación de la excentricidad teórica en la amplitud de precesión (Zeeden et al., 2015), para ello se realizaron 10000 repeticiones aleatorias usando una simulación Monte Carlo. Realizamos todos los análisis utilizando el software AnalySeries 2.0 (Paillard et al., 1996) y el paquete Astrochron (Zeeden et al., 2015; Meyers, 2018) del software R (R Core Team, 2020).

5.7 Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

Para la obtención de imágenes por medio del MEB se procede a colocar los especímenes en un soporte cubierto con cinta de carbono, la cual se comporta como una cinta conductora. Debido a que las muestras de microfósiles son de carbonato de calcio y no presentan conductividad, se realizó por medio de la técnica de mini-sputtering un recubrimiento con oro paladio durante un minuto y medio en el equipo *SC7620 Mini Sputter Coater*. Luego de ser recubierta la muestra con una delgada capa de este metal se pasa al *MEB EC FEI QUANTA 250* (Figura 22), en donde la muestra es atacada con un haz de electrones detectados por sensores, permitiendo la proyección de las imágenes de gran resolución (Figura 22).

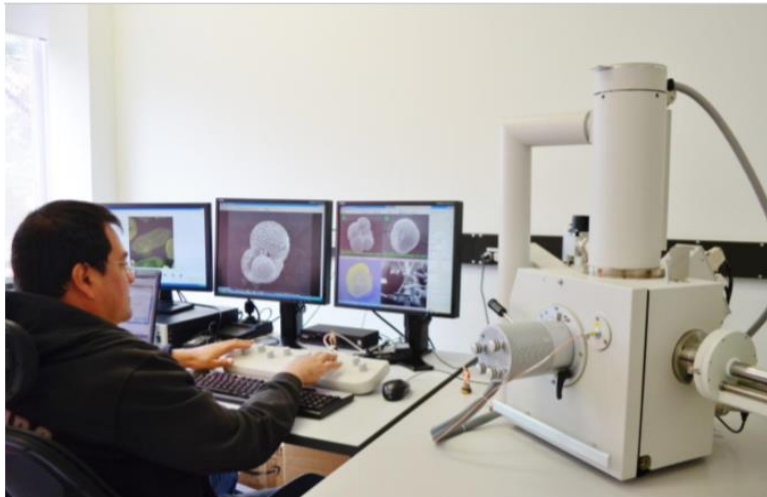


Figura 22. Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) EC FEI QUANTA 250, en donde se obtuvieron las imágenes empleadas en el presente trabajo.

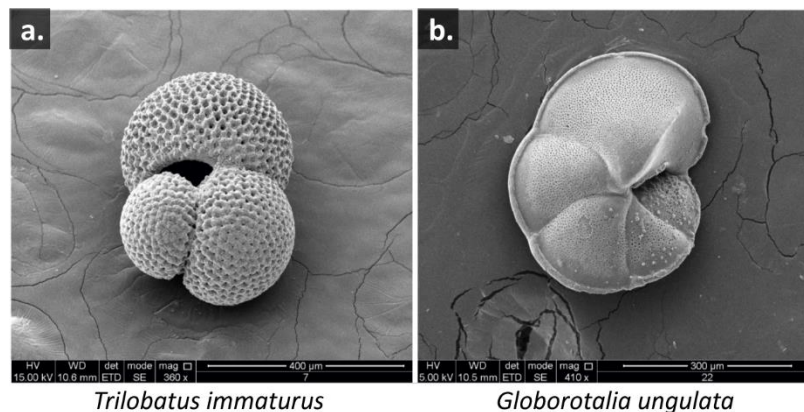


Figura 23. Imágenes obtenidas por medio del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).

5.8 Software para gráficos de datos micropaleontológicos

Las gráficas realizadas se obtuvieron empleando el software de Windows C2, un programa que permite el análisis y visualización de datos ecológicos y paleoambientales, el cual aplica y crea diferentes funciones de transferencia, usando mínimos cuadrados parciales (PLS), promedios ponderados (WA), entre otros. Así mismo, permite crear diagramas de dispersión, y diagramas estratigráficos con diferentes elementos como: líneas, barras, siluetas y símbolos.

6. Resultados

6.1 Litoestratigrafía

El pozo ANH-SJ-1 registra una sucesión sedimentaria de 526 metros, en los cuales se presentan intercalaciones de lodolitas y arcillolitas frecuentemente calcáreas y ocasionalmente bioclásticas, con alto contenido fosilífero, donde se destaca la presencia de foraminíferos, gasterópodos, bivalvos y restos de tallos carbonizados. La sucesión sedimentaria presenta estructuras masivas y ocasionalmente laminación plana paralela, así como bioturbación con trazas de *Thalassinoides*, *Chondrites*, *Palaeophycos* y *Taenidium*. Cerca al metro 472, existen calizas tipo packstone y grainstone masivas y con laminación plana paralela, con foraminíferos, gasterópodos, crustáceos, restos de conchas e intraclastos lodosos. El segmento de interés en este pozo se encuentra localizado hacia la parte media entre los metros 374 y 230 (Figura 25). Este intervalo se describe a continuación:

Intervalo 374-230 m: corresponde a una sucesión homogénea retrogradacional constituida por limolitas ligeramente calcáreas a calcáreas de color negro oliva y gris oliva, con estructuras masivas o con laminación plana paralela, arcillolitas con estructura masiva y de color marrón (Figura 24). A nivel petrográfico se observa la presencia de materia orgánica y pirita diseminada además de cuarzos tamaño limo (ANH-Universidad de Caldas 2020). Posterior al metro 262, se presentan limolitas de color gris oliva con laminación plana paralela, se reporta la presencia de tallos carbonizados, restos de conchas, foraminíferos y algunos ostrácodos; como elementos accesorios se reporta materia orgánica indiferenciada, azufre y pirita.

Específicamente en el segmento 280-230 los análisis petrográficos (273 m, 262 m y 249 m) también muestran la presencia de arcillolitas de color marrón claro, con una matriz compuesta por materia orgánica, minerales arcillosos y granos de cuarzo de tamaño limo. El intervalo presenta un alto contenido de foraminíferos, tallos carbonizados, ocasionalmente restos de conchas, bivalvos, ostrácodos y algunas trazas fósiles asociadas a *Thalassinoides* (Figura 3; ANH-Universidad de Caldas 2020).

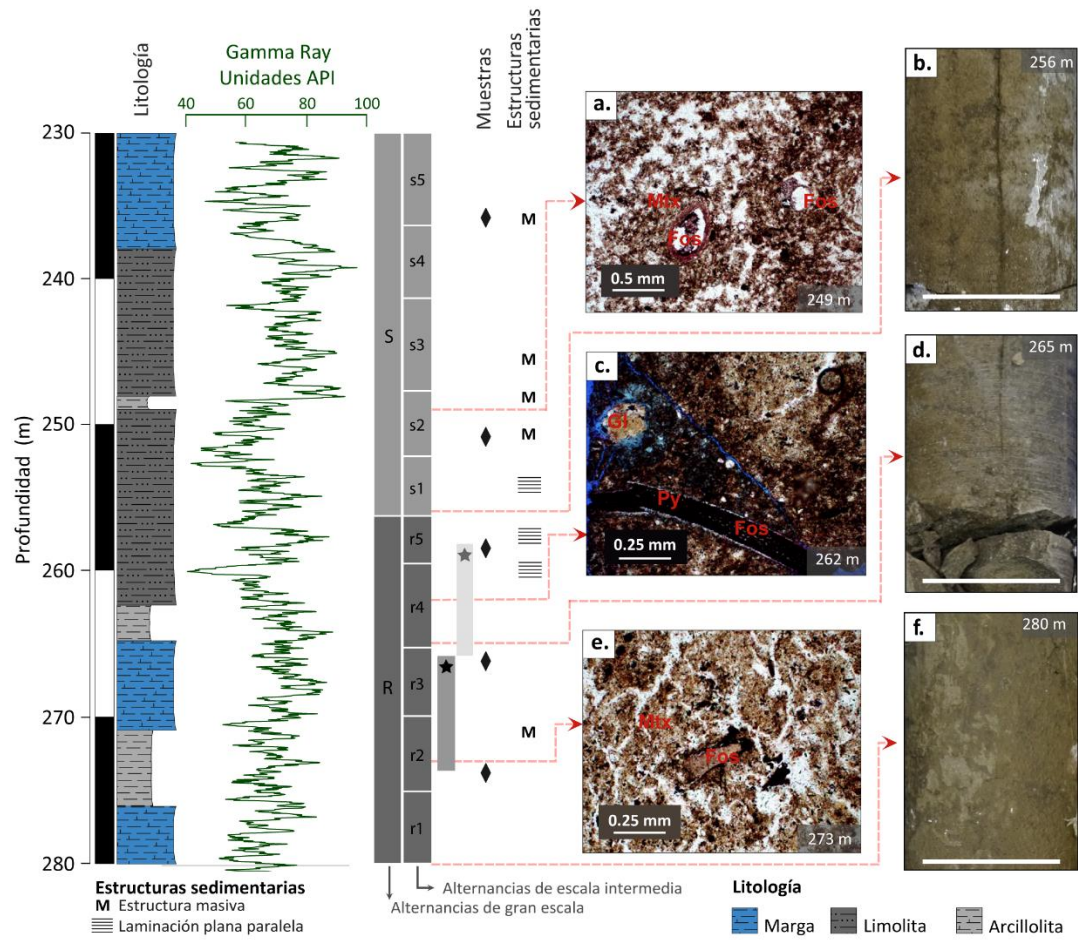


Figura 24. Columna estratigráfica y registro GR del intervalo 280-230 m del pozo ANH-San Jacinto-1. Se resaltan las alternancias de gran escala y escala intermedia representadas por los recuadros con letras mayúsculas y minúsculas respectivamente. Con diamantes se representa la ubicación de las muestras micropaleontológicas estudiadas en este intervalo. Las estrellas representan la ubicación de los tres bioeventos reportados: *Paragloborotalia opima* (estrella negra), *Ciperoella ciperoensis* y *Globoturborotalita brazieri* (estrella gris) La banda asociada a estas estrellas representa el intervalo de incertidumbre entre muestra y muestra. **a.** Micrografía de una matriz formada por minerales arcillosos (Mtx) con foraminíferos (Fos) rellenos de calcita. **b.** limolita. **c.** Bioclasto relleno con piritita (Py), grano de glauconita (Gl). **d, f.** lodolita calcárea con estructura masiva. **e.** Matriz formada por minerales arcillosos (Mtx) y restos fósiles. Las barras de escala en b, d y f representan 4 cm.

6.2 Parámetros de abundancia y preservación

Los foraminíferos planctónicos analizados en el intervalo 374-230 m de la sucesión registrada en el pozo ANH-SJ-1 (Anexo A.1), reflejan fluctuaciones en abundancia y grado de preservación. El grado de preservación es predominantemente moderado a bueno, con abundancias netas que superan los 100 individuos en el 44% de las muestras (n=8) (Anexo A.2). La abundancia varía de base a techo, siendo entre 374 m a 351 m menos abundante, con valores de foraminíferos planctónicos por gramo (fp/g) por debajo de los 300 individuos

por gramo (Figura 25). Entre los metros 343 y 312 m presenta valores entre 400 y 1000 fp/g, con predominio de buena preservación. Los foraminíferos planctónicos entre las profundidades 307 y 282 m presentan un grado de preservación predominantemente bueno, la abundancia varía de 100 a 3167 fp/g. Finalmente, entre los metros 280-230 m presentan abundancias de 200 a 1486 fp/g con valor promedio de 741 fp/g y preservación moderada a buena. Se presenta una muestra estéril en el metro 358.

Siguiendo la metodología de Pálike et al. (2010), este segmento (374-230 m) se caracteriza por una preservación pobre a moderada, en la cual la mayoría de los individuos presentan rasgos comunes y abundantes de recristalización, abrasión y disolución (Tabla 3). Por otra parte, cuando se evalúa el porcentaje de individuos clasificados hasta el rango de especie, se puede hablar en general de una preservación moderada a buena, con algunas excepciones en las muestras SJ-850-BIO, SJ-1150,5-BIO y SJ-1200,5-BIO, en las cuales se reportan porcentajes inferiores al 25 %, lo cual nos indica una preservación pobre (Tabla 4).

Tabla 4. Preservación de las muestras del pozo ANH-San Jacinto-1 de acuerdo con el porcentaje de individuos clasificados a nivel de especie.

Código de la muestra	Prof. (m)	Géneros sp. + FP Indif	Conteo total	% mal preservado	% bien preservado	Preservación
SJ-774,6-BIO	236	25	58	43	57	Buena
SJ-825,8-BIO	252	0	101	0	100	Muy buena
SJ-850-BIO	259	73	121	60,33	39,67	Moderada
SJ-875,2-BIO	267	50	104	48,08	51,92	Buena
SJ-900,8-BIO	275	14	20	70	30	Moderada
SJ-925,5-BIO	282	6	20	30	70	Buena
SJ-950,5-BIO	290	48	190	25,26	74,74	Buena
SJ-974,8-BIO	297	37	75	49,33	50,67	Buena
SJ-1006,5-BIO	307	11	137	8,03	91,97	Muy buena
SJ-1025,2-BIO	312	51	91	56,04	43,96	Moderada
SJ-1053,5-BIO	321	112	230	48,7	51,3	Buena
SJ-1075,5-BIO	328	36	87	41,38	58,62	Buena
SJ-1100,8-BIO	335	38	157	24,2	75,8	Muy buena
SJ-1125,8-BIO	343	52	132	39,39	60,61	Buena
SJ-1150,5-BIO	350	11	12	91,67	8,33	Pobre
SJ-1175,5-BIO	358	0	0	----	----	----
SJ-1200,5-BIO	366	2	2	100	0	Pobre
SJ-1225,6-BIO	374	6	10	60	40	Moderada

FP Indif = Foraminíferos planctónicos indiferenciados.

En la tabla 5, se presentan los diferentes resultados obtenidos después de aplicar las dos metodologías para la estimación del grado de preservación. En este sentido, se puede observar que, a pesar de que algunos individuos pueden presentar algunas características de recristalización y/o abrasión de algunas partes específicas, sus conchas siguen siendo útiles para llegar a una categoría taxonómica de especie y, por lo tanto, la determinación de su estado de preservación lleva a una mejor caracterización del estado de la muestra en general, con un diagnóstico más positivo.

Tabla 5. Comparación entre el método de estimación visual de preservación propuesto por Pälke et al. (2010) versus la preservación estimada por medio del porcentaje de individuos clasificados a nivel de especie para el pozo ANH-San Jacinto-1.

Código de la muestra	Preservación según Pälke et al. (2010) Estimación visual	Preservación según estimación de porcentaje
SJ-774,6-BIO	Moderada	Buena
SJ-825,8-BIO	Moderada	Muy buena
SJ-850-BIO	Pobre	Pobre
SJ-875,2-BIO	Pobre	Buena
SJ-900,8-BIO	Pobre	Moderada
SJ-925,5-BIO	Moderada	Buena
SJ-950,5-BIO	Moderada	Buena
SJ-974,8-BIO	Pobre	Buena
SJ-1006,5-BIO	Moderada	Muy buena
SJ-1025,2-BIO	Moderada	Moderada
SJ-1053,5-BIO	Moderada	Buena
SJ-1075,5-BIO	Moderada	Buena
SJ-1100,8-BIO	Moderada	Muy buena
SJ-1125,8-BIO	Pobre	Buena
SJ-1150,5-BIO	Pobre	Pobre
SJ-1175,5-BIO	----	----
SJ-1200,5-BIO	Pobre	Pobre
SJ-1225,6-BIO	Pobre	Moderada

6.3 Análisis micropaleontológicos

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos presentes en el intervalo 374-280 m, permitieron establecer tres segmentos principales los cuales se describen a continuación:

Entre los metros 343 y 312 la asociación incluye *Subbotina linaperta*, *Dentoglobigerina tapuriensis*, *Globoturborotalita cancellata*, y *Turborotalia ampliapertura*, lo que sugiere edades iguales o superiores a 33.9 Ma (Priaboniense-Rupeliense). Las bajas abundancias y la mezcla de especies pertenecientes a las zonas E16 y O1 de Wade et al. (2011) impiden determinar una edad más precisa. Cabe señalar que este segmento (343-312 m) presenta una alta abundancia de subbotínidos (p. ej., *Subbotina linaperta*, *S. eoacaena*, *S. minima* y *S. utilisindex*), con rangos temporales que varían desde el Eoceno hasta el Oligoceno superior.

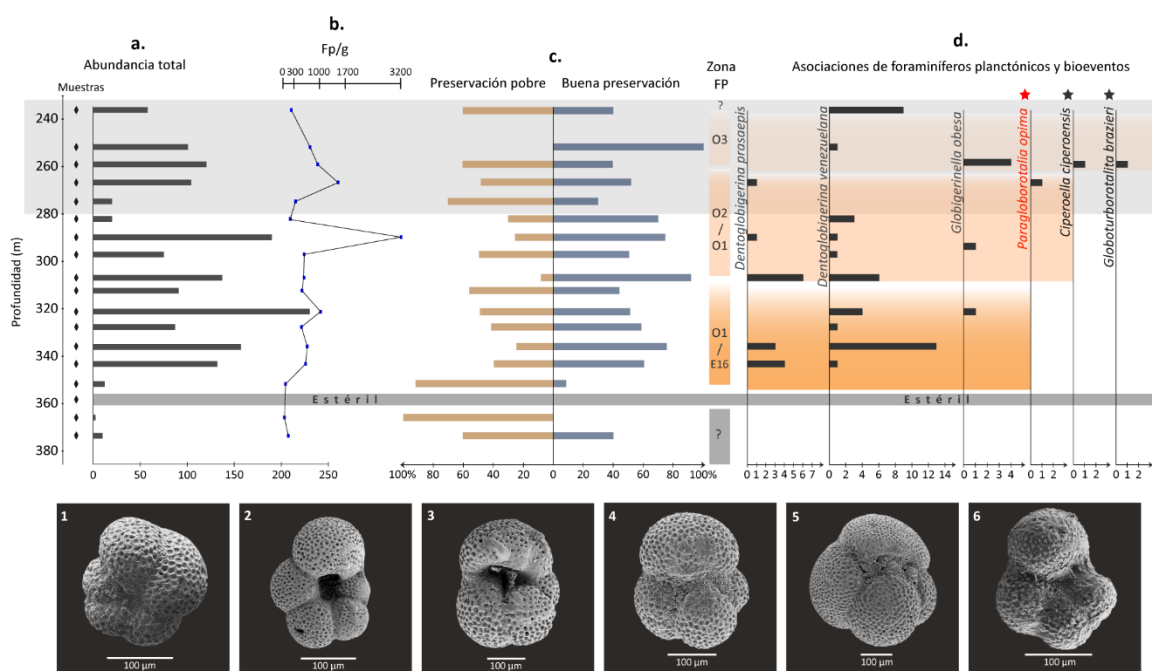


Figura 25. Diagrama donde se relacionan los análisis aplicados a las muestras del segmento 374-280 del pozo ANH-SJ-1. **a.** Abundancia total de foraminíferos planctónicos. **b.** Línea de tendencia de foraminíferos planctónicos por gramo. **c.** Porcentaje de preservación a partir de los individuos clasificados a nivel de especie. **d.** Se presentan algunas especies representativas de las asociaciones reportadas en cada muestra, además, se resaltan los tres bioeventos del segmento superior (280-230 m). En la parte inferior se numeran las imágenes de MEB correspondientes a las especies mencionadas en la gráfica. 1. *P. opima* (267 m) 2. *C. ciproensis* (259 m), 3. *G. brazieri* (259 m). 4. *D. prasaepis* (343 m). 5. *D. venezuelana* (335 m). 6. *G. obesa* (259 m).

Entre las profundidades 307-282 m se presenta una asociación característica de las zonas O1-O2 de Wade et al. (2011), dada por la presencia de especies como *D. prasaepis*, *D. venezuelana*, *Globigerinella obesa*, *Tenuitella angustiumbilitata* y *Globoturborotalita labiacrasata*. La presencia de esta última especie se reporta según Jenkins (1965) en la zona O2 mientras que Huber y Quievéré (2005) la ubican alrededor del límite de la zona O1/O2.

Cabe mencionar que entre los metros 374-350 está representado por muestras no diagnósticas con una preservación pobre y muy baja abundancia, lo que impidió la determinación de edad.

Finalmente, en el segmento superior comprendido entre 280 y 230 m se reconoce la ocurrencia más baja (Lowest Occurrence-LO) de *Paragloborotalia opima*, *Ciperoella ciperoensis* y *Globoturborotalita brazieri* los cuales se describen a continuación:

Ocurrencia más baja (LO) *Paragloborotalia opima*

Inicialmente esta especie fue descrita por Bolli (1957) y se ha reportado en trabajos anteriores bajo nombres como *Globorotalia opima opima* (Bolli), esta especie tiene una fuerte relación taxonómica con su ancestro *Paragloborotalia nana* con la que normalmente es confundida debido a la similitud morfológica, sin embargo, el criterio más importante para su correcta clasificación es el tamaño, debido a que este es un poco mayor (>0,32 mm) que el de *Paragloborotalia nana*. *Paragloborotalia opima* posee un rango de edad restringido lo cual hace que esta especie sea ampliamente utilizada en esquemas bioestratigráficos Bolli, 1957; Bolli & Saunders, 1985; Berggren et al., 1995; Wade et al., 2011). Se ha utilizado comúnmente su mayor ocurrencia (Highest Occurrence-HO) para definir el límite zonal O5/O6 en 27,5 Ma dentro del Cron C9n (Wade et al., 2007, 2011), sin embargo, su primera ocurrencia también cuenta con una calibración astronómica la cual está marcada en 30,8 Ma (Wade et al., 2011) edad que se encuentra dentro de la Biozona O2 de Wade et al. (2011). Este bioevento se encuentra reportado en la muestra SJ-875,2-BIO en el metro 267 y es utilizada en este trabajo para la calibración cicloestratigráfica entre las profundidades 280-230 m del pozo ANH-SJ-1.

Ocurrencia más baja (LO) *Ciperoella ciperoensis*

Esta especie fue descrita por Bolli (1954) se encuentra reportada en trabajos anteriores bajo el nombre de *Globigerina ciperoensis*, y asociada al nombre *Globigerina* cf. *conccina* reconocida por Nutall (1932), Franklin (1944) y Cushman y Stainforth (1945), sin embargo, gracias a estudios recientes se determinó que esta especie hace parte del género *Ciperoella*, el cual fue descrito por Olsson & Hemleben (2018) para definir las especies espinosas abundantes en el Oligoceno, con una pared característica tipo *Neogloboquadrina*, a pesar de que esta especie no cuenta con una calibración astronómica y con una ocurrencia más baja

bien restringida ha sido considerada como un marcador bioestratigráfico útil del Oligoceno temprano (Olsson & Hemleben, 2018; Wade et al., 2018). Este bioevento se presenta en la muestra SJ-850-BIO en el metro 259, su rango bioestratigráfico se encuentra entre la zona O3 a la subzona M1a su ocurrencia más baja se encuentra asociada a la zona O3 entre 30,28 y 29,18 (Wade et al., 2011; Olsson et al., 2018).

Finalmente, entre 280 y 230 m se reconoce la ocurrencia más baja (Lowest Occurrence - LO) de *Paragloborotalia opima* (267 m) este bioevento se ha calibrado astronómicamente en 30.8 Ma (Wade et al., 2011). Los LO de *Ciperoella ciperoensis* y *Globoturborotalita brazieri* (259 m) no están calibrados astronómicamente, sin embargo, ambos LO ocurren dentro de la zona O3 (30.3-29.2 Ma) (Olsson et al., 2018; Spezzaferri et al., 2018). Los dos últimos muestreos (252 y 236 m) no presentan bioeventos, las asociaciones están representadas por especies como: *G. obesa* y *D. venezuelana*. Por lo tanto, la presencia de los bioeventos de *P. opima*, *C. ciperoensis* y *G. brazieri* y la asociación reportada le confieren una edad Rupeliense (Oligoceno temprano) a este segmento.

Ocurrencia más baja (LO) *Globoturborotalita brazieri*

Esta especie fue descrita por Jenkins (1965) inicialmente bajo el nombre de *Globigerina brazieri* que posteriormente según revisiones realizadas para estos individuos se agruparía en el género de *Globoturborotalita* establecido por Hofker (1976), donde se describen características específicas como macroperforado grueso y textura de pared tipo panal de abeja (*honeycomb*), entre otras. Inicialmente Jenkins sugirió que la especie había evolucionado en el Mioceno Inferior dentro de las zonas O7-M1, sin embargo, estudios posteriores de Silva & Spezzaferri (1990) encontró la ocurrencia de esta especie en la zona P20 y Spezzaferri (1994) la registró en la subzona P21a en los océanos Atlántico ecuatorial, Atlántico Sur e Índico, en este sentido el rango estratigráfico de esta especie se encuentra desde la zona O3 (Subzona P21a, Premoli Silva & Spezzaferri, 1990) hasta la zona M4. Esta especie se reporta en la muestra SJ-850-BIO en el metro 259, y hace parte de los bioeventos utilizados en la calibración del segmento 280-230 del pozo ANH-SJ-1.

Asociado a este segmento (280-230 m), los dos últimos muestreos (252 y 236 m) no presentan bioeventos determinantes, las asociaciones están representadas por especies como:

G. obesa y *D. venezolana*. Por lo tanto, la presencia de los bioeventos de *P. opima*, *C. ciperoensis* y *G. brazieri* y la asociación reportada le otorgan una edad Rupeliense (Oligoceno temprano) a esta parte del pozo ANH-SJ-1.

6.4 Datos de registros de pozos: Caracterización de patrones visuales y análisis Redfit

Las alternancias en el registro GR se pueden identificar visualmente desde 280-196 m Anexo A.3. Sin embargo, restringimos el modelo de edad astrobiocronológico al intervalo donde pueden identificarse y ubicarse con confianza tres bioeventos (280-230 m). Primero, identificamos visualmente múltiples patrones de variabilidad con diferentes frecuencias dentro del registro GR, incluidas dos alternancias de baja frecuencia a gran escala con espesores que varían entre 24 y 25 metros (R y S), y cinco alternancias de frecuencia media que varían entre 4 y 6 m (alternancias de escala intermedia-Figura 24) dentro de cada oscilación de gran escala (Figura 3). Además, se identificaron de 6 a 11 oscilaciones de alta frecuencia por alternancia de escala intermedia y de 43 a 47 oscilaciones de alta frecuencia por alternancia de gran escala (líneas azules numeradas en el Anexo A.4). Las oscilaciones de alta frecuencia muestran espesores regulares que varían entre 0,3 y 1,0 metros.

Se realizaron análisis espectrales en el dominio de profundidad (Redfit) para ambos intervalos con el objetivo de determinar y comparar la presencia significativa de periodicidades a lo largo del registro GR (Figura 26 a,b). Las oscilaciones de gran escala con valores medios predominantes de 23 m por ciclo (intervalo de confianza [IC] superior al 99%, Figura 26a-Redfit) se reconocieron como significativas, en concordancia con las visualmente descritas como alternancias de baja frecuencia R y S (Figura 24). También se detectó como significativa una frecuencia de escala intermedia con un valor promedio de 9,0 m (Figura 26a). Sin embargo, esta oscilación no fue reconocida en el análisis visual. También se detectó como significativa una oscilación de escala intermedia con una frecuencia de 3,6 m (IC: 99 %) que llegaba hasta los 4,8 m (IC: 95 %) (Figura 5A). Estas frecuencias corresponden a las oscilaciones de escala intermedia de 3,2 a 5,8 m identificadas visualmente y designadas como r1 a s5 (Figura 24). El análisis Redfit también reveló oscilaciones de frecuencias más altas que van desde 1,6 a 1,96 m (IC: 98%) y de 0,3 a 0,8 m (IC: 90%) (Figura 26a,b). Las últimas frecuencias altas se correlacionan con alternancias que varían de 0,3 m a 1,0 m identificadas en el análisis visual.

El análisis espectral del segmento (280-230 m; Figura 26b) reveló frecuencias significativas asociadas con alternancias en el registro GR con espesores reducidos. Las frecuencias con los valores de IC más altos identificados en ambos análisis espectrales incluyen 9,0 m (> 99 % IC), 4,8 m (98 % IC) y 1,75 m (98 % IC). Además, se observaron picos significativos a 0,62 m (por encima del 95 %) y 0,3 m (IC del 98 %).

Los resultados de los análisis estadísticos en el dominio de profundidad concuerdan con los análisis visuales iniciales. La consistencia de las periodicidades significativas producidas por los análisis Redfit en el dominio de profundidad indica la presencia de alternancias de 0,3 m, 0,6-0,8 m, 1,4-1,7 m y 4,8 m (Figuras 26b). Los patrones observados son consistentes con la relación de ciclo controlada astronómicamente de 1:2:5:20 y, por lo tanto, podrían estar relacionados con el control de los ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad (20:40:100:400 kyr).

6.5 Modelo de edad y calibración orbital

La relación de fase entre el registro GR y las curvas astronómicas se estableció siguiendo trabajos previos para el norte de Sudamérica (Morón et al., 2017), donde un mayor suministro de arcilla y/o materia orgánica se relacionó con episodios de mayor precipitación y descarga fluvial durante máximos de insolación ecuatorial (y mínimos de precesión asociados, máximos excentricidad; Nikolova et al., 2013; Ribouleau et al., 2014). En consecuencia, los valores altos identificados en el registro GR, indicativos de rocas con alto contenido de arcilla o ricas en materia orgánica, se asociaron con un mayor suministro terrestre a la cuenca, mientras que los valores bajos de GR se relacionaron con períodos de suministro terrígeno reducido. En este sentido, ya que la excentricidad determina la amplitud de la precesión climática, se espera que la amplitud de los ciclos de baja frecuencia en el registro GR corresponda con la amplitud de la excentricidad. Por lo tanto, se considera además que los ciclos de baja frecuencia que muestran amplitudes más altas en los valores de GR, se corresponden con los tiempos de máxima excentricidad, mientras que aquellos con amplitud reducida corresponden a los mínimos de excentricidad. Sin embargo, se debe tener en cuenta, que aquí no se consideró el momento estacional de la fase húmeda y/o descarga fluvial.

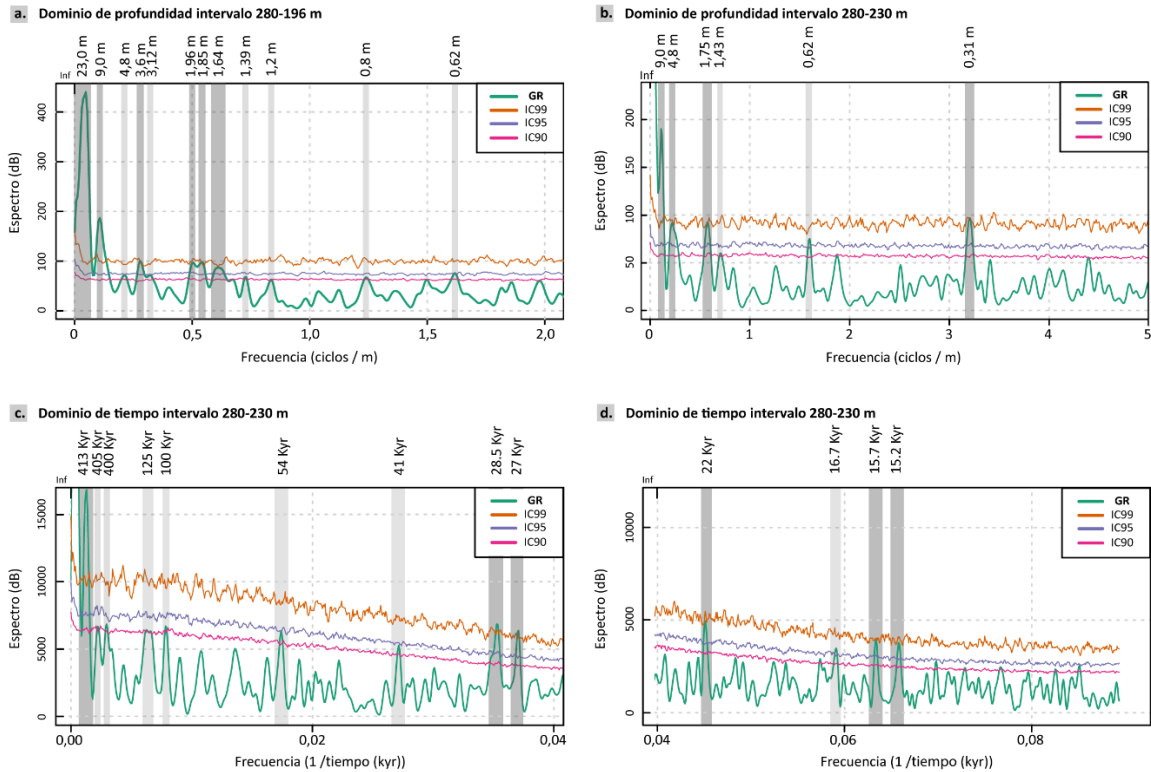


Figura 26. Análisis Redfit en el dominio de profundidad y tiempo realizados en el registro GR del pozo ANH-SJ-1. **a.** Análisis en el dominio de profundidad (ciclo/m) para el intervalo 280-196 m. **b.** Análisis en el dominio de profundidad (ciclo/m) para el segmento de interés 280-230 m. Aquí se puede apreciar el cambio en la escala del eje x, con respecto al intervalo extendido que se muestra en el ítem (a) de este mismo gráfico. **c.** Análisis en el dominio de tiempo (ciclo/kyr) para el segmento 280-230 m donde se detallan los picos de baja frecuencia. **d.** Análisis Redfit en el dominio de tiempo para el intervalo 280-230 m, aquí se detallan los picos de alta frecuencia. Las periodicidades con valores por encima del 90 % de Intervalo de Confianza-IC se resaltan en gris, en color gris oscuro se resaltan los mayores valores de IC y en color gris claro se resaltan los valores bajos de IC.

6.6 Determinación del modelo de edad

Una vez establecidos los bioeventos de *P. opima*, *C. cieperoensis* y *G. brazieri* como puntos de enlace temporales independientes para el intervalo 280-230 m y usando la relación de fase definida anteriormente, se estableció una relación inicial entre el registro de GR y el control de los parámetros astronómicos. Primero se correlacionaron las alternancias de escala intermedia con un espesor promedio de 4,8 m por alternancia con los ciclos de excentricidad del Oligoceno de 400 kyr de Laskar (2004). Los paquetes r5 y s4 muestran un patrón característico de baja variación interna y espesores reducidos (Figura 27). Por lo tanto, estos intervalos de variabilidad de baja amplitud son especialmente útiles para delimitar el ciclo a gran escala R y correlacionarlo con los ciclos mínimos de excentricidad de 405 kyr

numerados 71 y 76 por Wade y Pälike (2004; Figura 27). En consecuencia, se determina que los ciclos a gran escala R y S, con espesores de 24 m y 25 m (Figuras 27), probablemente reflejan la expresión sedimentaria de un ciclo de oblicuidad mayor de 1,2 millones de años.

Según la solución astronómica de Laskar (2004), cada ciclo de excentricidad de 405 kyr contiene ~4 - 5 ciclos de excentricidad de 100 kyr. En el registro estudiado, cada paquete de escala intermedia muestra alternancias de escala de entre 4 y 6 metros, lo que brinda más apoyo para un origen de excentricidad largo de los ciclos r1 a s5. Finalmente, las alternancias de 0,6 m que se representaron en los análisis espectrales estarían relacionadas con un ciclo de oblicuidad (40 kyr), mientras que las alternancias básicas de ~0,3 m corresponderían al ciclo de precesión (20 kyr). Aunque estas altas frecuencias de 0,3 m y 0,6 m se detectan en los análisis espectrales y, en cierta medida, son visibles en el registro GR (Figura 27; Apéndice A.2), no siempre se pueden destacar dentro de la escala intermedia alternancias (r1, r2, etc.). Por ello, se evitó establecer una correlación pico a pico entre las oscilaciones de altas frecuencias y la insolación o la oblicuidad. Por lo tanto, el modelo de edad establecido solo se ajusta a la curva teórica de excentricidad de larga duración terrestre e incluye 10 ciclos completos de ~405 kyr. Si el modelo de edad astronómico es correcto, el intervalo de profundidad de 280-230 m abarca de 32 a 28 Ma y tiene una tasa de sedimentación lineal de aproximadamente 1 a 1,1 cm/kyr.

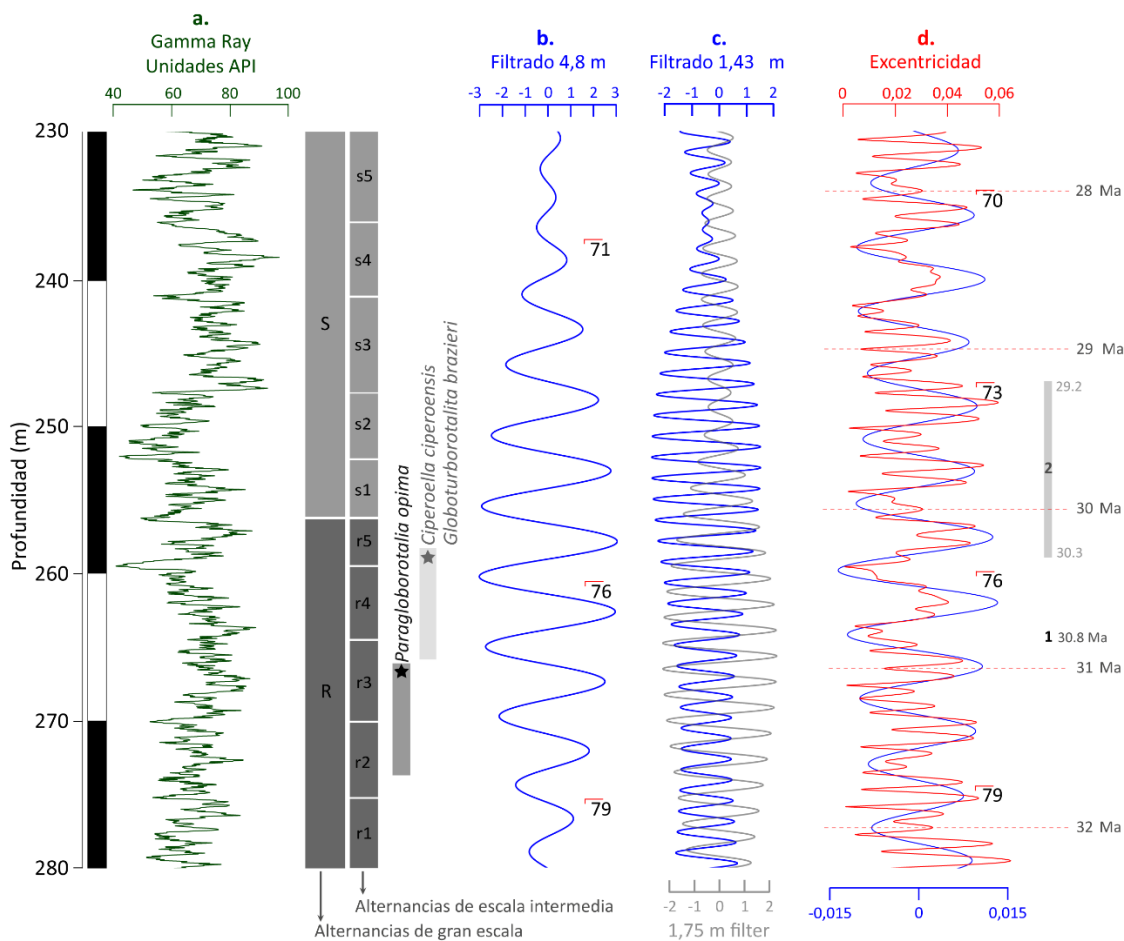


Figura 27. Correlación del pozo ANH-SJ-1 (280-230 m) con las curvas astronómicas de Laskar (2004). **a.** Registro GR (suavizado a 9 puntos = 0,10 pies) Alternancias de gran escala (R, S) y escala intermedia (r1, s1) reconocidos visualmente. **b.** GR filtrado a 4,8 m (paso de banda centrado en una frecuencia de 0,208 ciclos/m y ancho de banda de 0,02). **c.** GR filtrado a 1,75 my 1,4 m (filtro paso banda centrado en frecuencias de 0,57 y 0,69 ciclos/m, ancho de banda de 0,02). **d.** Curvas de excentricidad astronómica de 405 kyr (azul) y 100 kyr (rojo) de Laskar (2004). Los números absolutos en el ciclo de excentricidad de 405 kyr corresponden a los ciclos contados desde el presente siguiendo el esquema de Wade y Pälike (2004). Los símbolos de estrella y los números corresponden a la posición bioestratigráfica (izquierda) y la calibración temporal de los bioeventos (derecha) utilizados como variables independientes para la restricción temporal, **1** *P. opima* (267 m; LO a 30,8 Ma), **2** *C. ciproensis* y *G. brazieri* (259 m; LO a 30,3-29,2 Ma).

Para evaluar la correlación astronómica, se realizaron análisis espectrales en el dominio del tiempo (Figura 26c,d), que revelaron poderes espectrales significativos en la banda de precesión de 22 kyr (por encima del 99 % del intervalo de confianza), la oblicuidad de 41 y 54 kyr (por encima del 90 % del intervalo de confianza) y las bandas de excentricidad de 100, 405 y 413 kyr (por encima del 90 % del intervalo de confianza). También se encontró que dos frecuencias adicionales de 15 y 28,5 kyr eran significativas (por encima del 95 % intervalo de confianza); sin embargo, su origen astronómico sigue sin estar claro. El pico de

28,5 kyr puede corresponder a la banda de oblicuidad a corto plazo, como muestran otros registros del Oligoceno (Read et al., 2020). Vale la pena señalar que la frecuencia temporal de estos períodos puede ser ligeramente diferente, ya que la resolución mínima de los puntos de enlace es de alrededor de 400 kyr.

6.7 Evaluación del modelo de edad

Una vez que se estableció el modelo de edad astronómicamente calibrado basado en el análisis visual de los patrones de registro y teniendo como restricciones de tiempo tres bioeventos de foraminíferos planctónicos, es necesario evaluar de forma independiente si las altas frecuencias del registro GR reflejan el ciclo de precesión y son moduladas por la excentricidad, como sí ocurre en el modelo teórico. Por lo tanto, se evaluó si la variabilidad de la amplitud de la señal del registro GR muestra una correlación entre la modulación de excentricidad y la amplitud de precesión. Para esto, se realizó una prueba *testPrecession* para comparar la variabilidad de amplitud de los datos geológicos y la señal de excentricidad teórica (Zeeden et al., 2015). Esta prueba se basa en el hecho de que las amplitudes del registro GR no se utilizaron en el establecimiento del modelo de edad; por lo tanto, proporcionan información independiente para evaluar el modelo de edad astronómico. Los resultados mostraron una excelente correlación a gran escala, con una buena coherencia entre los mínimos de excentricidad (400 kyr) y los mínimos del registro GR para el intervalo de tiempo de 32-28 Ma.

El registro GR refleja la modulación de la excentricidad de la amplitud de la precesión durante la mayor parte del Oligoceno temprano (Figura 28). Esta modulación apoya fuertemente la cronología astronómica acá presentada considerando que los picos impulsados por la precesión no se detectaron visualmente en el registro GR. El coeficiente de correlación de Spearman, realizado para dar una medida cuantitativa del ajuste entre los datos de excentricidad teórica y el registro GR, arrojó un valor de 0.2433 ($p=0.016$). Estos resultados indican una buena consistencia entre las señales, aunque todavía están afectadas por el ruido inherente a la naturaleza del registro GR y al propio registro sedimentario. Los intervalos menos coherentes, definidos como aquellos en los que la señal del registro GR estandarizada se desvía de la excentricidad estandarizada, coinciden con intervalos combinados de

insolación ecuatorial reducida y gradiente de insolación de verano reducido en momentos de máxima precesión.

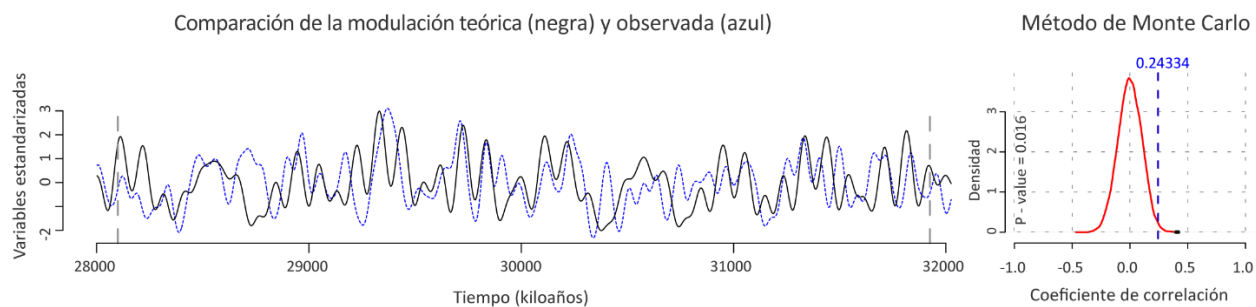


Figura 28. Evaluación del registro GR sintonizado (280-230 m) del pozo ANH-SJ-1 utilizando el método *testPrecession* (Zeeden et al., 2015). El gráfico muestra el grado de correlación entre la modulación de las variaciones de amplitud en el registro sintonizado (línea discontinua azul) y la modulación de excentricidad teórica de la amplitud de precesión (línea negra continua). Se presenta la densidad kernel del coeficiente de correlación de rangos de Spearman (valor $p = 0,2433$). La simulación de Monte Carlo, utilizando 10000 repeticiones aleatorias, arrojó un valor de $p < 0,02$ ($p=0,016$).

7. Discusión

7.1 Registro micropaleontológico del Oligoceno temprano en el Caribe colombiano

Petters & Sarmiento (1956) asignaron por primera vez biozonas construidas con asociaciones de foraminíferos bentónicos en el Caribe colombiano, en la sección Carmen-Zambrano. La biozona *Cibicides perlucidus* hace referencia al Oligoceno temprano en la región comprendida entre la CSSJ y el VIM y su descripción inicial consiste en foraminíferos bentónicos calcáreos como *Cibicides perlucidus*, *Anomalina alazanensis*, *Cibicides granulatus*, *Cibicides hettneri*, *Cibicides mexicanus*, *Guttulina jarvisi*, *Sigmoilina tenuis* y *Uvigerina mexicana*. Duque-Caro (1968, 1971, 1975) y Duque-Caro et al. (1996), a través de foraminíferos bentónicos y planctónicos, utilizan la parte superior de la biozona *Bulimina jacksonensis* (inicialmente propuesta por Petters & Sarmiento, 1956) y la parte inferior de la biozona *Cibicides perlucidus* para restringir el Oligoceno temprano en la CSSJ, entre las biozonas P18 a P22, O1-O6 en el esquema de Wade et al. (2011). Estos trabajos comúnmente utilizan los foraminíferos planctónicos *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina ciperensis*, *Globigerina angulisuturalis*, *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima opima*, *Chiloguembelina cubensis* y *Cassigerinella chipolensis* como taxones clave en el sector central de la CSSJ. Rincón et al. (2007) propone las biozonas basadas en foraminíferos planctónicos *Turborotalia ampliapertura* y *Paragloborotalia opima* para definir el Oligoceno temprano en la CSSJ. Los nanofósiles calcáreos estudiados por Mejía-Molina et al. (2007, 2008) indican la biozona NP23 del Oligoceno temprano a través de la presencia de *Cyclicargolithus abisectus*, *Helicosphaera recta* y *Discoaster adamanteus*.

La datación micropaleontológica de sedimentos marinos del Oligoceno temprano en la CSSJ muestra variaciones en espesor y extensión regional (Duque-Caro, 2006; Rincón et al., 2007; Mora et al., 2020). Este período aparece representado ya sea por la ausencia de sedimentos marinos debido a hiatos regional al sur de la cuenca o por secuencias marinas completas hacia el centro y norte de la CSSJ (Duque-Caro, 1984a, 1984b, 2006; Rincón et al., 2007; Herrera et al., 2009; Mora et al., 2020).

La taxonomía de los foraminíferos planctónicos del Oligoceno ha representado un gran desafío, debido a la ausencia de una ornamentación pronunciada en los especímenes, así

como la condición de homeomorfía común en este periodo de tiempo (Wade et al., 2018), estos rasgos han implicado grandes retos a la hora de llegar a una adecuada clasificación taxonómica, no solo a nivel de especie, sino también a nivel de género debido a la gran similitud que poseen entre ellos. Además, en esta temporalidad se observan en gran medida cambios morfológicos graduales entre especies. Bolli & Saunders (1985) la han descrito como una fauna “monótona” con poca importancia estratigráfica. Sin embargo, a pesar de estas dificultades y gracias al desarrollo de equipos que permiten tener imágenes de alta resolución (Microscopía Electrónica de Barrido-MEB) se ha abordado exitosamente la clasificación taxonómica de las especies del Oligoceno.

En este sentido, el análisis micropaleontológico del pozo ANH-SJ-1 permitió determinar tres segmentos de importancia (343-312 m; 307-282 m y 280-230 m). En general, las asociaciones reportadas en este estudio no difieren de las descritas previamente (Bolli, 1957; Blow, 1968; Duque-Caro, 1971, 1972, 1975; Herrera et al., 2009), sin embargo, es notable la falta de bioeventos precisos que permitan definir un marco temporal más robusto. La ausencia de biomarcadores comúnmente utilizados para fechar este período de tiempo (Oligoceno temprano), puede estar relacionada con el mal estado de conservación y la baja abundancia de foraminíferos planctónicos en este intervalo de tiempo, situación que también ha sido documentada en el Mar Caribe (Site 999-Sigurdsson et al., 1997).

Para los intervalos 343-312 m y 307-282 m se determinaron asociaciones de foraminíferos planctónicos que se relacionan a la transición entre las zonas E16/O1 y O1/O2 de Wade et al. (2011). No obstante, a pesar de que estos dos segmentos presentaron altas abundancias y buen grado de preservación, debido a la ausencia de biomarcadores y, por tanto, la falta de controles temporales más precisos, ninguno de estos dos segmentos se tomó en cuenta para el posterior análisis de alternancias en el registro GR. Los análisis de foraminíferos planctónicos en el segmento superior (280-230 m) del intervalo de estudio confirman la presencia de una asociación del Oligoceno temprano, gracias a la presencia de las especies *P. opima*, *C. ciproensis* y *G. brazieri*. A pesar de las bajas abundancias y la regular preservación, la asociación identificada en este intervalo es representativa de las biozonas O2 a O3.

A través del estudio micropaleontológico se han detectado hiatos a lo largo de la CSSJ que equivalen a la ausencia completa del Oligoceno temprano en algunos sectores de la cuenca (Duque-Caro, 2006; Rincón et al., 2007 Mejía-Molina et al., 2010). Incluso, un estudio paralelo sobre la bioestratigrafía de nanofósiles calcáreos a lo largo del pozo ANH-SJ-1 propone la ausencia de las biozonas relacionadas con la parte más temprana del Oligoceno temprano (límite entre las biozonas de nanofósiles NP22/NP23) alrededor de 270,6 metros del pozo. La existencia de dos bioeventos simultáneos de nanofósiles calcáreos a una profundidad de ~270 metros se usa como un indicador de un hiato de ~2 Ma entre 32 y 30 Ma (Apéndice A.5), basado en la ocurrencia más alta de *Reticulofenestra umbilicus* a 32 Ma (Backman, 1987 y Agnini et al., 2014) y al LO de *Sphenolithus distentus* a los 30 Ma (Blaj et al., 2009 y Agnini et al., 2014). Esta brecha sedimentaria sería equivalente a toda la biozona O2 de foraminíferos planctónicos de Wade et al. (2011) de 32 a 30 Ma (Arias et al., 2022; en preparación). Esta discordancia no concuerda con el modelo de edad basado en foraminíferos planctónicos y calibración astronómica aquí propuesto. Como se muestra en los resultados, las asociaciones de foraminíferos planctónicos recuperados respaldan la biozona O2 de Wade et al. (2011). La evaluación estadística de la modulación de amplitud impulsada por la excentricidad muestra una alta coherencia sin un desajuste significativo de 32 a 30 Ma, como se esperaría si hubiera una discordancia que afectara el registro sedimentario. Además, no hay evidencia de anomalías o cambios en las propiedades petrofísicas en los datos de registro de pozo o un cambio litológico que respalde una posible discordancia en ese segmento. Vale la pena mencionar que la ocurrencia más alta reportada de *R. umbilicus*, fechada en 32 Ma, a ~270 metros está dentro del error de muestreo en el modelo de edad sintonizado astronómicamente, dada la resolución vertical (8 metros) del muestreo bioestratigráfico (ver Anexo A.5).

En un caso poco probable, para que exista un hiato y el registro GR refleje estadísticamente la modulación de la excentricidad de manera válida, se requeriría que un evento de erosión haya eliminado los sedimentos correspondientes a exactamente 2 Ma y alrededor de cinco ciclos de excentricidad a largo plazo, lo que permitiría una correlación errónea entre los sedimentos más jóvenes y ciclos más antiguos de la curva teórica de la excentricidad terrestre. Es posible que el desacuerdo entre los dos modelos de edad ocurra por dos razones. La primera, y principal razón, se relaciona con las bajas tasas de sedimentación, que serían de

alrededor de 1 cm/kyr (Figura 27), similares a las reportadas en el Site 999 ODP para el Oligoceno temprano en aguas abiertas del Caribe colombiano y que responden a una baja concentración de carbonatos en la región Caribe (Sigurdsson et al., 1997). Este episodio de baja concentración de carbonato también coincide con una reducción en la oblicuidad de convergencia entre la Placa del Caribe y la Placa Sudamericana, provocando una aparente estabilidad tectónica en la cuenca (Boschmann et al., 2014; Mora et al., 2017, 2020), lo que creemos que causa la reducción en la tasa de sedimentación. Un segundo factor contribuyente son las diferencias en la profundidad-ubicación de eventos bioestratigráficos específicos, dada la baja resolución vertical del muestreo en el pozo ANH-SJ-1 (1 muestra cada 8 metros).

7.2 Origen y conservación de los ciclos en el Oligoceno temprano

Los resultados obtenidos a través de los análisis espectrales para el segmento de 280-230 m del pozo ANH-SJ-1 reflejan la presencia de alternancias sedimentarias rítmicas con espesores que varían alrededor de 4,8 m, 1,4-1,7 m, 0,6 m y 0,3 m, siguiendo la relación matemática estándar de los ciclos de Milankovitch (1:2:5:20). Los valores de 4,8 m están bien desarrollados en el pozo ANH-SJ-1 y se correlacionaron con el ciclo de excentricidad a largo plazo (405 kyr) de la curva astronómica de excentricidad de Laskar (2004). En contraste, aunque las señales de oblicuidad y precesión se recuperaron con altos valores de IC en los análisis espectrales, la expresión sedimentaria de estos ciclos es menos evidente en el registro GR. Esto podría estar relacionado a la magnitud reducida de los cambios internos en el registro GR o la posible inclinación de los estratos (hasta 40°), que provocaría una aparente difuminación de la señal. Sin embargo, la presencia de (casi) todos los ciclos orbitales en los análisis espectrales indica un forzamiento astronómico continuo sobre los procesos sedimentarios, lo que corrobora su influencia en los regímenes climáticos tropicales y sus registros sedimentarios asociados (de Boer y Smith, 1994; Bozzano et al., 2001; Kerr, 2001; 2003; Loutre et al., 2004; Berger et al., 2006; Westerhold y Röhl, 2009; Bosmans et al., 2015; Wang, 2021; Tardif et al., 2021).

De acuerdo con la firma del registro y el patrón general de apilamiento de los sedimentos del intervalo estudiado, no hubo cambios eustáticos evidentes a largo plazo o de tercer orden (1 Myr) que influyeran en el pozo ANH-SJ-1 (Figura 29). Por lo tanto, durante el Oligoceno temprano, en momentos de relativa estabilidad tectónica, el suministro de sedimentos

inducido por la lluvia prevaleció en la CSSJ. La influencia de los ciclos de Milankovitch en el registro sedimentario ANH-SJ-1 se representa, así como cambios en la arcilla y/o materia orgánica que son modulados por el ciclo largo de excentricidad (405 kyr), con concentraciones mayores/menores de arcilla/materia orgánica en máximos/mínimos de excentricidad, cuando el sistema climático ha aumentado/reducido las diferencias de insolación (Weedon et al., 2003; Strasser et al., 2006; Martínez, 2014). Sin embargo, dada la ubicación en la franja tropical de la CSSJ y la resolución de sintonización mínima alcanzada (405 kyr), no es fácil determinar la estacionalidad de los intervalos climáticos más húmedos/más secos.

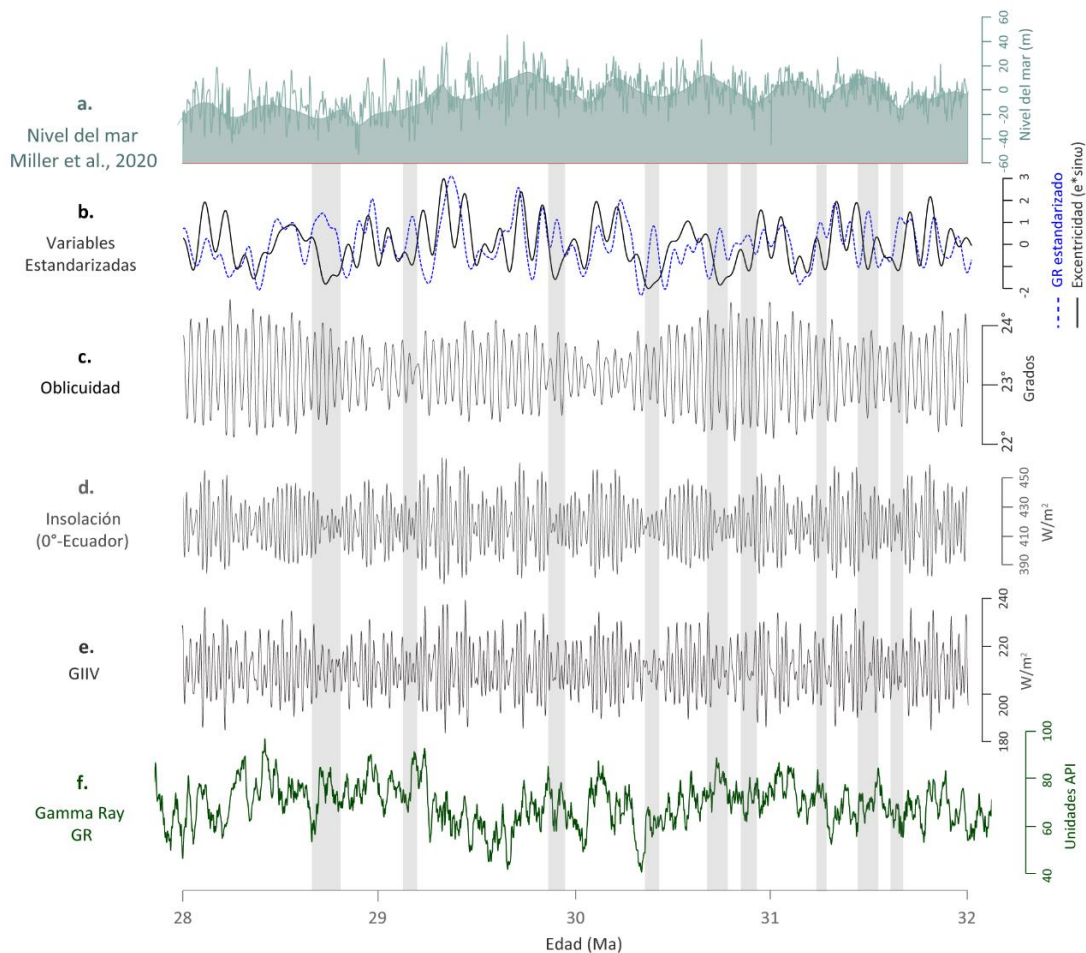


Figura 29. Comparación entre **a.** Curva del nivel del mar de Miller et al. (2020). **b.** Registro de GR estandarizado versus curva de excentricidad teórica ($e \cdot \sin \omega$). **c.** Curva de oblicuidad del objetivo de Laskar (2004). **d.** Curva de insolación objetivo para el Ecuador (0°). **e.** Gradiente de insolación intertropical de verano (SITIG) estimado con Laskar (2004). **f.** Registro GR del intervalo 280-230 m. Se resaltan en gris, los segmentos donde se muestra un desajuste entre la correlación del registro GR estandarizado y la curva de excentricidad teórica.

El parámetro de precesión tiene un mayor impacto en latitudes bajas, controlando en gran medida los ciclos climáticos tropicales (Chávez, 2010). Sin embargo, los modelos climáticos también han demostrado que los cambios de insolación inducidos por la oblicuidad pueden provocar cambios en los climas de latitudes bajas al promover alteraciones en los vientos superficiales y el transporte de humedad asociado con la fuerza de las células de Hadley (Mantsis et al., 2014). La buena coherencia general del registro entre la modulación de amplitud teórica y la observada, confirma el control precesional sobre el registro GR del pozo ANH-SJ-1 (Figura 29b). No obstante, hay intervalos específicos en los que se produce un desajuste entre la modulación de amplitud (Figura 29). Estos intervalos corresponden a tiempos de alta oblicuidad e insolación ecuatorial reducida, que generan periodos con un Gradiente de Insolación Intertropical de Verano reducido entre hemisferios (GIIV). Este resultado demuestra que la señal de oblicuidad, aunque continuamente presente en el registro, solo se expresa fuertemente en el registro GR en momentos de mínima insolación ecuatorial y GIIV debilitado (Figura 29).

Es posible que, además del efecto de la insolación ecuatorial (principalmente forzada por precesión más excentricidad), la señal de oblicuidad haya ejercido un control climático adicional sobre el aporte de arcillas/materia orgánica al desplazar la zona de influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) lejos de la CSSJ. En momentos de alta oblicuidad, cuando El GIIV es más fuerte, la celda de Hadley del hemisferio invernal se fortalecería, impulsando los vientos monzónicos y la humedad hacia el hemisferio estival y empujando así la ZCIT hacia posiciones latitudinales más extremas (que oscilan actualmente entre los 15°N y 5°S). Estas posiciones extremas afectarían directamente a la CSSJ, localizada a los 9°N. Por el contrario, en momentos de baja oblicuidad, cuando se reduce el GIIV, la celda de Hadley del hemisferio invernal se debilitaría, generando una reducción de los vientos transecuatoriales y el transporte de humedad hacia el hemisferio estival, manteniendo así la ZCIT cerca de su posición media anual ubicada ligeramente sobre el Ecuador (actualmente entre 2°-5°N). Esta posición implicaría un efecto reducido de lluvias sobre la CSSJ. Este mecanismo de desplazamiento de la ZCIT por variaciones de presión en la celda Hadley ha sido observado en modelos climáticos a largo plazo (Mantsis et al., 2014; Bosmans et al., 2015), por lo que podría usarse para explicar los patrones del Oligoceno del registro GR del pozo ANH-SJ1.

8. Conclusiones

Se estudió el intervalo 374-230 m del pozo ANH-SJ-1, por medio de asociaciones de foraminíferos planctónicos se determinó una edad de Priaboniense-Rupeliense para el segmento 343-312 m, en este mismo sentido, se determinó que el segmento 307-282 m reportó una edad de Rupeliense entre las zonas O1-O2 de Wade et al. (2011). Debido a la falta de bioeventos para constreñir la edad del segmento inferior e intermedio del intervalo de estudio, se decidió no analizar el poder espectral del registro de gamma ray (GR) para estos segmentos y por lo tanto no extender el modelo calibración de alta resolución.

Se generó un modelo de edad astrobiocronológicamente calibrado de 32 a 28 Ma para el pozo ANH-SJ-1 entre las profundidades 280-230 m a través de la correlación de los bioeventos de *P. opima*, *C. ciperensis* y *G. brazieri* con los datos del registro GR. Este modelo sugiere una acumulación continua de sedimentos controlada orbitalmente durante al menos 4 millones de años, lo que promovió la acumulación de una sucesión de 43 m de espesor con una tasa de sedimentación promedio de 1 cm/kyr.

La señal del registro GR muestra un agrupamiento asociado con el parámetro de excentricidad de la Tierra (405-413 kyr), mientras que los análisis espectrales indican la presencia de frecuencias adicionales relacionadas con los ciclos de oblicuidad (28,5; 41 y 54 kyr) y precesión (22 kyr).

El origen de la señal se debe a variaciones en el contenido de arcilla y/o materia orgánica en respuesta a cambios climáticos inducidos por variaciones en los parámetros orbitales de la Tierra. Los cambios de precipitación modulados por la excentricidad actuarían sobre los sistemas de drenaje generando una respuesta del aporte de sedimentos. En momentos de máximos de excentricidad (y presumiblemente mínimos de precesión), la escorrentía aumentaría, lo que conduciría a un mayor suministro de arcilla/materia orgánica, mientras que se habría producido una entrada reducida en momentos de mínimos de excentricidad (y presumiblemente máximos de precesión).

La amplitud del registro GR calibrado orbitalmente indica que en momentos donde disminuye la insolación de verano ecuatorial impulsada por la precesión y el GIIV, la oblicuidad ejerció un mayor control sobre la entrada de arcilla/materia orgánica.

La preservación de esta sucesión apoya la noción previamente sugerida de un período de relativa estabilidad tectónica en la CSSJ durante el Oligoceno temprano. Además, este modelo de edad sintonizado astronómicamente mejora el marco estratigráfico de los sedimentos depositados en la parte sur y central de la CSSJ.

Recomendaciones

Se recomienda hacer un muestreo detallado en el pozo ANH-SJ-1, al menos una muestra cada 20 kyrs para realizar un análisis bioestratigráfico robusto y así evaluar la posibilidad de ampliar el intervalo de estudio para elaborar un modelo extendido de alta resolución. Así mismo, se propone realizar análisis de alternancias de los registros GR de los pozos localizados en el sector del Caribe colombiano, para evaluar una posible correlación con el modelo de edad aquí presentado; o extender este tipo de estudios en pozos que abarquen otros periodos de tiempo, especialmente hacia el Neógeno y Cuaternario donde la señal puede ser más clara.

Finalmente, estos resultados invitan a generar nuevos estudios sobre la expresión sedimentaria generada por el forzamiento orbital en las cuencas del Caribe.

9. Referencias

- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pálike, H., Backman, J., & Rio, D. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47 (2), 131-181.
- Alfaro, E., & Holz, M. 2014a. Stratigraphic relationships between the Colombian, Sinú Offshore and Sinú-San Jacinto basins based on seismic stratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 607-625.
- Alfaro, E., & Holz, M. 2014b. Review of the chronostratigraphic charts in the Sinú-San Jacinto basin based on new seismic stratigraphic interpretations. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 139-169.
- ANH-Universidad de Caldas. 2020. Informe de integración evolución geológica, sistemas petrolíferos y prospectividad del gas en la subcuenca Plato (Valle Inferior del Magdalena, VIM) Informe Final.
- Aze, T., Ezard, T.H., Purvis, A., Coxall, H.K., Stewart, D.R., Wade, B.S., & Pearson, P.N. 2011. A phylogeny of Cenozoic macroperforate planktonic foraminifera from fossil data. *Biological Reviews*. 86, 900-927.
- Backman, J. 1987. Quantitative Calcareous Nannofossil Biochronology of Middle Eocene through Early Oligocene Sediment from DSDP Sites 522 and 523. *Abhandlugen Der Geologischen Bundesanstalt*, 39, 21-31.
- Baldauf, J.G., Barron, J.A., Ehrmann, W.U., Hempel, P., & Murray, D. 1992. Biosiliceous sedimentation patterns for the Indian Ocean during the last 45 million years. En: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., von Rad, U., & Weissel, J.K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. *Geophys.* 70, 335-349.
- Barker, P.F., & Burrell, J. 1977. The Opening of Drake Passage. *Marine Geology*. 25, 15-34.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. A., & Martínez, J. F. 2007. Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal, Agencia Nacional de Hidrocarburos. A.N.H.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ayala, C., Montenegro, O., and Ibañez-Mejía, M. 2012. Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau-continent convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 97-111.
- Bayona, G., Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Ojeda, G., Valencia, V., & Ayala-Calvo, C. 2010. Intraplate subsidence and basin filling adjacent to an oceanic arc-

continent collision: A case from the southern Caribbean-South America plate margin. *Basin Research*, 23 (4), 403-422.

- Bé, A.W.H., & Tolderlund, D.S. 1971. Distribution and ecology of planktonic foraminifera. En: Funnell, B.M., & Riedel, W.R. (Eds.), *The micropaleontology of oceans*. Cambridge University Press. 105-149.
- Bé, A.W.H. 1960. Ecology of recent planktonic Foraminifera: part 2: bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Bermuda. *Micropaleontology*, 6, 373-392.
- Beddow, H.M., Liebrand, D., Sluijs, A., Wade, B.S., & Lourens, L.J. 2016. Global change across the Oligocene-Miocene Transition: High-resolution stable isotope records from IODP Site U1334 (equatorial Pacific Ocean). *Paleoceanography*. 31, 81-97.
- Berger, A., Loutre, M. F., & Mélice, J. L. 2006. Equatorial insolation: from precession harmonics to eccentricity frequencies. *Climate of the Past*, 2, 131-136. www.clim-past.net/2/131/2006/
- Bijl, P.K., Bendle, J.A., Bohaty, S.M., Pross, J., Schouten, S., Tauxe, L., Sticley, C.E. McKay, R.M., Röhl, U., Olney, M., Slujis, A., Escutia, C., & Brinkhuis, H. 2013. Eocene cooling linked to early flow across the Tasmanian Gateway. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 110, 9645-9650.
- Bijma, J., Erez, J., & Hemleben, C. 1990a. Lunar and semi-lunar reproductive cycles in some spinose planktonic foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research*, 20, 117-127.
- Blaj, T., Backman, J., & Raffi, I. 2009. Late Eocene to Oligocene preservation history and biochronology of calcareous nannofossils from paleo-Equatorial Pacific Ocean sediments. *Revista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 115, 67-85.
- Blow, W. H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings of the First International Conference Planktonic Microfossils*, 1, 199-242.
- Boggs, S. 2009. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge University Press. New York. 600.
- Bolli, H. M. 1957. Planktonic Foraminifera from the Oligoceno-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, B.W.I (A. H. Cook, W. B. Harland, N. F. Hughes, A. Putnis, and M. R. A. Thomson, Eds.; First). *Bulletin of the United States National Museum*, 215, 97-123.
- Bolli, H.M & Saunders, J.B. 1985. Oligocene and Holocene low latitude planktic foraminifera. En: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Planktonic Stratigraphy*, Cambridge University Press, Earth Science Series. 155-262.

- BouDagher-Fadel, M. 2012. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*. Elsevier. 7-27.
- Bradshaw, J.S. 1959. Ecology of living foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research: Contributions*, 10, 25-64.
- Brummer, G., Hemleben, C., & Spindler, M. 1987. Ontogeny of Extant Globigerinoid planktonic foraminifera; a concept exemplified by *Globigerinoides sacculifer* (Brady) and *G. ruber* (d'Orbigny). *Marine Micropaleontology*. 12, 357-381.
- Brummer, G.-J.A., Hemleben, C., & Spindler, M. 1986. Planktonic foraminiferal ontogeny and new perspectives for micropalaeontology. *Nature* 319, 50-52.
- Boschman, L. M., van Hinsbergen, D. J. J., Torsvik, T. H., Spakman, W., & Pindell, J. L. 2014. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the early Jurassic. In *Earth-Science Reviews*, 138, 102-136.
- Bosmans, J. H. C., Hilgen, F. J., Tüenter, E., & Lourens, L. J. 2015. Obliquity forcing of low-latitude climate. *Climate of the Past*, 11 (10), 1335-1346.
- Boulila, S., & Hinnov, L. A. 2017. A review of tempo and scale of the early Jurassic Toarcian OAE: implications for carbon cycle and sea level variations. *Newsletters on Stratigraphy*, 50 (4), 363-389.
- Bozzano, G., Kuhlmann, H., & Alonso, B. 2001. Storminess control over African dust input to the Moroccan Atlantic margin (NW Africa) at the time of maxima boreal summer insolation: a record of the last 220 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183, 155-168.
- Bürgl, H. 1961. Historia geológica de Colombia. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias*, 11, 137-191.
- Bürgl, H. 1965. El límite Oligoceno-Mioceno en el Terciario marino de Colombia. *Revista de la Academia de Ciencias*. 47, 246-252.
- Cantalejo, B., & Pickering, K. T. 2014. Climate forcing of fine-grained deep-marine systems in an active tectonic setting: Middle Eocene, Ainsa Basin, Spanish Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 410, 351-371.
- Cardona, A., Montes, C., Ayala, C., Bustamante, C., Hoyos, N., Montenegro, O., Ojeda, C., Niño, H., Ramírez, V., Valencia, V., Rincón, D., Vervoort, J., & Zapata, S. 2012. From arc-continent collision to continuous convergence, clues from Paleogene conglomerates along the southern Caribbean-South America plate boundary. *Tectonophysics*. 580, 58-87.
- Chávez, T. J. 2010. *Cambios climáticos en la tierra por perturbaciones astronómicas*. Universidad Nacional de Ingeniería.

- Ciesielski, P.F., & Wise, S.W. 1977. Geologic history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau (southwest Atlantic sector of the Southern Ocean) based on piston and drill cores. *Marine Geology*. 35, 175-207.
- Collinson, J.D., Mountney, N.P., & Thompson, D.B. 2006. *Sedimentary Structures*. Dunedin Academic Press. 359.
- Coxall, H.k., & Wilson, P. 2011. Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific: Insights into global carbon cycling. *Paleoceanography*. 26, 1-18.
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pälike, H., Lear, C.H., & Backaman, J. 2005. Rapid stepwise of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*. 433, 53-57.
- Coxall, H.K.; & Pearson, P.N. 2006. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of the Hantkeninidae (*Clavigerinella*, *Hantkenina*, and *Cribohantkenina*). En: Pearson, P.N., Olsson, R.K., Huber, B.T., Hemleben, C., & Berggren, W.A. 2006. *Atlas of Eocene planktonic foraminifera*. Cushman Foundation Special Publication 41, 213-256.
- Crowley, T.J., & North, G.R. 1988. Abrupt climate change and extinction events in earth history. *Science*. 240, 996-1002.
- De Blasio, F.V., Liow, L.H., Schweder, T. & De Blasio, B.F. 2015. A model for global diversity in response to temperature change over geological time scales, with reference to planktic organisms. *Journal of Theoretical Biology*. 365, 445-456.
- De la Fuente, S. 2011. *Análisis de Componentes Principales*. Universidad Autónoma de Madrid. 32.
- de Boer, P. L., & Smith, D. G. 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 19, 1-14.
- DeConto R.M., & Pollard D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*. 421, 245-249.
- Decourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., & Sandulescu, M. 2000. *Atlas of Peri-Tethys Palaeographical Maps-digital*. Commission for the Geological Map of the world.
- Diester-Haass, L., Billups, K., & Emeis, K. 2011. Enhanced paleoproductivity across the Oligocene/Miocene boundary as evidenced by benthic foraminiferal accumulation rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 302, 464-473.
- Douglas, R. G., & Heitman, H. L. 1979. Slope and Basin Benthic Foraminifera of the California Borderland. *Geology of Continental Slopes*, 231-246. SEPM (Society for Sedimentary Geology).

- Dueñas, H., & Duque-Caro, H. 1981. Geología del Cuadrángulo F-8. Boletín Geológico-Ingeominas, 24, 1-35.
- Dueñas, H., & Gómez, C. 2011. Bioestratigrafía de la Formación Cansona en la quebrada Peñitas, Cinturón de San Jacinto. Implicaciones paleogeográficas. Geología, 37, 527-539.
- Dujardín, F. 1835. Observations Sur les Rhizopodes et les Infusoires. L'Academic. des Sciences Paris, Comptes Rendus. 1, 338-340.
- Duque-Caro. 1967. Observaciones generales a la bioestratigrafía y geología regional en los departamentos de Bolivar y Córdoba.
- Duque-Caro, H. 1971. A Reply to “On Planktonic Foraminiferal Zonation in the Tertiary of Colombia”, 17 (3), 365-368.
- Duque-Caro, H. 1972. Relaciones entre la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado Geosinclinal de Bolivar. Boletín Geológico, 19 (3), 25-68.
- Duque-Caro, H. 1975. Los Foraminíferos Planctónicos y el Terciario de Colombia. Revista Española de Micropeleontología, 7 (3), 403-427.
- Duque-Caro, H. 1979. Major Structural Elements and Evolution of Northwestern Colombia. En: Watkins, J.S., Montadert, L., & Dickerson, P.W. Geological and Geophysical Investigation of Continental Margins. 29, 341-345.
- Duque-Caro, H. 1984a. Estilo Estructural, Diapirismo y Eposiodios de Acrecimiento del terreno Sinú-San Jacinto en el Noroccidente de Colombia. Boletín Geológico. 27, 5-25.
- Duque-Caro, H. 1984b. Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland, 303-316.
- Duque-Caro, H. 1996. Geología de la Plancha 38, Carmen de Bolovar. Memoria explicativa. Boletín Geológico-Ingeominas, 1-83
- Duque-Caro, H. 2006. Comentario a: “Quantitative biostratigraphic model for the Tertiary of the Lower Magdalena Basin, colombian caribbean” por Cuartas, Jaramillo, and Martínez, 2006. Ciencia, Tecnología y Futuro, 3 (2), 183-196.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists. 1, 108-121.
- Edinger, E.N., & Risk, M.J. 1994. Oligocene-Miocene extinction and geographic restriction of Caribbean corals: Roles of turbidity, temperature, and nutrients. Palaios. 9, 576-598.

- Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A. 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag New York. 955.
- Egan, K.E., Rickaby, R.E.M., Hendry, K.R., & Halliday, A.N. 2013. Opening the gateway for diatoms primes Earth for Antarctic glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*. 375, 34-43.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures: *Journal of Geology*. 63, 538-578.
- Emiliani, C. 1956. Oligocene and Miocene temperature of the equatorial and subtropical Atlantic Ocean. *Journal of Geology*. 64, 281-288.
- Emiliani, C. 1961. The temperature decrease of surface sea-water in high latitudes and of abyssal-hadal water in open oceanic basins during the past 75 million years. *Deep-Sea Research*. 8, 144-147.
- Emiliani, C. 1966. Paleotemperature analysis of Caribbean cores P-6304-8 and P-6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *Journal of Geology*. 74, 109-124.
- Etayo-Serna, F., Renzoni, G., & Barrero, D. 1969. Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. *Congreso Colombiano de Geología*, 217-252.
- Eugenia, A., & Molina, M. 2010. Bioestratigrafía y Biocronología de Nanofósiles Calcáreos del Mioceno en el Norte de Colombia y Caribe.
- Ezard, T.H.G., Aze, T., Pearson, P.N. & Purvis, A. 2011a. Interplay between changing climate and species' ecology drives macroevolutionary dynamics. *Science*. 332, 349-351.
- Fiorini, F., & Jaramillo, C. A. 2007. Paleoenvironmental reconstruction of the Oligocene-Miocene deposits of southern Caribbean (Carmen de Bolívar, Colombia) based on benthic foraminifera, 29 (2), 47-55.
- Flinch, J.F. 2003. Structural evolution of the Sinú-Lower Magdalena Area (Northern Colombia). En: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 79, 776-796.
- Flower, B.P., Zachos, J.C., & Paul, H. 1997. Milankovitch-scale climate variability recorded near the Oligocene/Miocene boundary. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 154, 433-439.
- Folk, R.L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing. Austin, Texas. 192.

- Föllimi, K.B., & Delamette, M. 1991. Model Simulation of Mid-Cretaceous Ocean Circulation. *Science*. 251, 94-95.
- Fucek, V.P., Kucenjak, M.H., & Huber, B. 2018. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene *Chiloguembelina* and *Jenkinsina* En: Wade, B. S., Olsson, R.K., Pearson, P.N., Huber, B.T., & Berggren, W.A. (Eds.), *Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication. 46, 459-480.
- Funakawa, S., Nishi, H., Moore, T.C., & Nigrini, C.A. 2006. Radiolarian faunal turnover and paleoceanographic change around Eocene/Oligocene boundary in the central equatorial Pacific, ODP Leg 199, Holes 1218A, 1219A, and 1220A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 230, 183-203.
- Galeotti, S., DeConto, R., Naish, T., Stocchi, P., Florindo, F., Pagani, M., & Barrett, P. 2016. Antarctic Ice Sheet variability across the Eocene-Oligocene boundary climate transition. *Science*. 352, 76-80.
- Geotec S.A. 1997. Geología de los Cinturones Sinú-San Jacinto. Ingeominas, 7-219.
- Grira, C., Karoui-Yaakouba, N., Negra, M.H., Rivero-Cuesta, L., & Molina, E. 2018. Paleoenvironmental and ecological changes during the Eocene-Oligocene transition based on foraminifera from the Cap Bon Peninsula in North East Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*. 143, 145-161.
- Goldner, A., Herold, N., & Huber, M. 2014. Antarctic glaciation caused circulation changes at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*. 511, 574-577.
- Gómez, J., & Montes, N. E. 2020. Mapa Geológico de Colombia 2020. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico colombiano, 1-2.
- Guzmán, G., Gómez, E., & Serrano, B. 2004. Geología de los Cinturones del Sinú, San Jacinto y Borde Occidental del Valle Inferior del Magdalena Caribe Colombiano. *Boletín Geológico-Ingeominas*, 1-134.
- Guzmán, G. 2007. Stratigraphy and sedimentary environment and implications in the Plato basin and the San Jacinto belt, northwestern Colombia. Tesis de doctorado. University of Liège, Belgium. 275.
- Hallam, A. 1969. Faunal realms and facies in the Jurassic. *Paleontology*. 12, 1-18.
- Hedberg, H.D. 1976. International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. International Union of Geological Sciences, Commission on Stratigraphy, International Subcommittee on Stratigraphic Classification. New York, Wiley. 200.

- Hemleben, C., Spindler, M., & Anderson, O.R. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag New York. 363.
- Herrera, J., Bermúdez, H., Alfonso, M., Calderón, J., Pardo, A., & Lozano, A. 2009. Cartografía Geológica de un área del Cinturón Plegado de San Jacinto. X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera En Cuencas Subandinas.
- Hesselbo, S. P., Jean-François, D., Huggett, J. M., & Morgans-Bell, H. S. 2009. Late jurassic palaeoclimatic change from clay mineralogy and gamma-ray spectrometry of the Kimmeridge Clay, Dorset, UK. *Journal of the Geological Society*, 166 (6), 1123-1133.
- Hilgen, F. J., Hinnov, L. A., Abdul Aziz, H., Abels, H. A., Batenburg, S., Bosmans, J. H. C., de Boer, B., Hüsing, S. K., Kuiper, K. F., Lourens, L. J., Rivera, T., Tuenter, E., van de Wal, R. S. W., Wotzlaw, J. F., & Zeeden, C. 2015. Stratigraphic continuity and fragmentary sedimentation: The success of cyclostratigraphy as part of integrated stratigraphy. *Geological Society Special Publication*, 404, 157-197.
- Hinnov, L. A. 2000. New Perspectives on Orbitally Forced Stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 419-475.
- Hinnov, L. A., & Hilgen, F. J. 2012. Cyclostratigraphy and astrochronology. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. & Ogg, G.M. (Eds.), *The Geologic Time Scale*. 63-83.
- Holbourn, A., Henderson, A.S., & MacLeod, N. 2013. *Atlas of benthic foraminifera*. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication. United Kingdom. 653.
- Hotinski, R.M., & Toggweiler, J.R. 2003. Impact of a Tethyan circumglobal passage on ocean heat transport an “equable” climates. *Paleoceanography*. 18, 1-15.
- Huber, B., Petrizzo, M. R., Falzoni, F., Huber, B. T., Young, J. R., Gilardoni, S. E., Bown, P. R., & Wade, B. S. 2016. Pforams@microtax: A new online taxonomic database for planktonic foraminifera Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera View project Taxonomy of Paleocene planktonic foraminifera
- Hudson, J.D., & Anderson, T.F. 1989. Ocean temperatures and isotopic compositions through time. *Earth Science*. 80, 183-192.
- Iaccarino, S., Premoli, I., Biolzi, M., Foresi, L., Lirer, F., Turco, E., & Petrizzo, M. 2007. *Practical Manual of Neogene Planktonic Foraminifera*. International School of Planktonic Foraminifera. 181.
- Iturralde-Vinent, M.A., & MacPhee, R.D.E. 1999. Paleogeography of the Caribbean Region: Implications for Cenozoic biogeography. *Bulletin of the American Museum of Natural History*. 238, 95.

- Jones, R.W. 1994. *The Challenger Foraminifera*. Oxford University Press. 149.
- Juliao-Lemus, T., Carvalho, M. de A., Torres, D., Plata, A., & Parra, C. 2016. Paleoenvironmental reconstruction based on palynofacies analyses of the Cansona Formation (Late Cretaceous), Sinú-San Jacinto Basin, northwest Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 103-118.
- Juggins, S. 2014. C2 Version 1.7.7. Craticula.ncl.ac.uk. Newcastle University. Recuperado de <https://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins/software/C2Home.htm>.
- Kellogg, J. N., & Vega, V. 1995. Tectonic Development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System Geodetic Studies and Gravity Studies and Gravity. *Geological Society of America*, 295, 75-90.
- Kaminski, M.A. & Gradstein, F.M. 2005. *Atlas of Paleogene Cosmopolitan Deep Water Agglutinated Foraminifera*. Memoir, Grzybowski Foundation. Krakow, Poland. 500.
- Kennett, J., & Srinivasan, S. 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera, a Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company. New York, United States. 265.
- Kennett, J.P. & Exon, N.F. 2004. Paleooceanographic evolution of the Tasmanian Seaway and its climatic implications, in *The Cenozoic Southern Ocean: Tectonics, Sedimentation, and Climate Change Between Australia and Antarctica*. *Geophysical Monograph Series*. 151, 345-367.
- Kennett, J.P. 1977. Cenozoic Evolution of Antarctic Glaciation, the Circum-Antarctic Ocean and Their Impact on Global Paleooceanography. *Journal of Geophysical Research*. 82, 3843-3860.
- Kennett, J.P., & Shackleton, N.J. 1976. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere Myr ago. *Nature*. 260, 513-515.
- Kerr, R. A. 2001. The Tropics Return to the Climate System. *Science*, 292, 660-661.
- Kerr, R. A. 2003. Tropical Pacific a Key to Deglaciation. *Science*, 299, 683-684.
- Kucera, M.A. 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. En: Hillaire-Marcel, C. & Vernal, A. (Eds.), *Earth and Life Processes Discovered from Subseafloor Environments - A Decade of Science Achieved by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP)*. Elsevier Science Publishers, 1, 213-262.
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., & Manche, H. 2011. La2010: A new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 532, 1-15.

- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428 (1), 261-285.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M., & Coffin, M.F. 1992. The development of paleoseaways around Antarctic. *American Geophysical Union*. 56, 7-30.
- Liebrand, D., Lourens, L.J., Hodell, D.A., de Boer, B., van de Wal, R.S.W., & Pälike. 2011. Antarctic ice sheet and oceanographic response to eccentricity forcing during the early Miocene. *Climate of the Past*. 7, 869-880.
- Liebrand, D., Beddow, H. M., Lourens, L. J., Pälike, H., Raffi, I., Bohaty, S. M., Hilgen, F. J., Saes, M. J. M., Wilson, P. A., van Dijk, A. E., Hodell, D. A., Kroon, D., Huck, C. E., & Batenburg, S. J. 2016. Cyclostratigraphy and eccentricity tuning of the early Oligocene through early Miocene (30.1-17.1 Ma): *Cibicides mundulus* stable oxygen and carbon isotope records from Walvis Ridge Site 1264. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 392-405.
- Lourens, L. J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J. C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., & Raffi, I. 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, 435 (7045), 1083-1087.
- Loutre, M. F., Paillard, D., Vimeux, F., & Cortijo, E. 2004. Does mean annual insolation have the potential to change the climate? *Earth and Planetary Science Letters*, 221 (1-4), 1-14.
- Manco Garcés, A., Marín Cerón, M. I., Sánchez Plazas, C. J., Escobar Arenas, L. C., Beltrán Triviño, A., & Quadt, A. von. 2020. Provenance of the Ciénaga de Oro Formation: unveiling the tectonic evolution of the Colombian Caribbean margin during the Oligocene - Early Miocene. *Boletín de Geología*, 42 (3), 205-226. <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3-2020009>
- Mantilla-Pimiento, A., Jentzsch, G., Kley, J., & Pava, A. 2009. Configuration of the Colombia Caribbean Margin: Constraints from 2D seismic Reflection data Potencial Fields Interpretation. En: Lallemand, S., & Funiciello, F. (Eds.), *Subduction Zone Geodynamics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 247-272.
- Martín-Chivelet, J., Palma, R. M., Domingo, L., & López-Gómez, J. 2015. Cicloestratigrafía, Cambio Climático y la Escala de Tiempo Astronómico. *Enseñanzas de Las Ciencias de La Tierra*, 23.2, 1-257.
- Mawbey, E.M., & Lear, H.C. 2013. Carbon cycle feedbacks during the Oligocene-Miocene transient glaciation. *Geology*. 41, 963-966.
- Mantsis, D. F., Lintner, B. R., Broccoli, A. J., Erb, M. P., Clement, A. C., & Park, H. S. 2014. The response of large-scale circulation to obliquity-induced changes in meridional heating gradients. *Journal of Climate*, 27 (14), 5504-5516.

- Martínez, N. 2014. Impacto de variaciones climáticas de origen astronómico en las condiciones ambientales de medios marinos profundos a partir del análisis geoquímico en el Eoceno de Sopelana (Bizkaia). Universidad de Cantabria.
- Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M., & Müller, R. D. 2016. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146, 226-250.
- Mejía-Molina, A. E., Flores, J. A., Torres Torres, V., & Sierro, F. J. 2008. Análisis bioestratigráfico mediante nanofósiles calcáreos para el Oligoceno-Mioceno medio del norte de Colombia. Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia. In *Revista Española de Micropaleontología*, 40 (2), 135-149.
- Melnyk, D. H., Athersuch, J., & Smith, D. G. 1992. Estimating the dispersion of biostratigraphic events in the subsurface by graphic correlation: an example from the Late Jurassic of the Wessex Basin, UK. *Marine and Petroleum Geology*, 9 (6), 602-607.
- Melnyk, D. H., Smith, D. G., & Amiri-Garroussi, K. 1994. Filtering and frequency mapping as tools in subsurface cyclostratigraphy, with examples from the Wessex Basin, UK. In P. L. de Boer and D. G. Smith (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*, 19, 1-576.
- Miller, K., G., Wright, J.D., Fairbanks, R.G. 1991. Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and marine erosion. *Journal of Geophysical Research* 96, 6829-6848.
- Miller, K.G., & Fairbanks, R.G. 1985. Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes. En: Sundquist, E.J., & Broecker, W.S (Ed.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. American Geophysical Union. 32, 469-486.
- Miller, K.G., Feigenson, M.D., Kent, D.V., & Olsson, R.K. 1988. Upper Eocene to Oligocene isotope (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ¹⁸O, δ¹³C) standard section, Deep Sea Drilling Project Site 522. *Paleoceanography*. 3, 223-233.
- Miller, K.G., Wright, J.D., & Brower, A.N. 1989. Oligocene to Miocene stable isotope stratigraphy and planktonic foraminifer biostratigraphy of the Sierra Leone Rise (DSDP Site 366 and ODP Site 667). En: Ruddiman, W., & Sarnthein, M. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 108: College Station, TX Ocean Drilling Program. 279-294.
- Molina, E. 2017. *Micropaleontología*. Prensas de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza. 686.

- Mora-Bohórquez, J. A., Ibáñez-Mejía, M., Oncken, O., de Freitas, M., Vélez, V., Mesa, A., & Serna, L. 2017. Structure and age of the Lower Magdalena Valley basin basement, northern Colombia: New reflection-seismic and U-Pb-Hf insights into the termination of the central andes against the Caribbean basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 74, 1-26.
- Mora-Bohórquez, J. A., Oncken, O., le Breton, E., Ibañez-Mejía, M., Veloza, G., Mora, A., Vélez, V., & Freitas, M. 2020. Formation and Evolution of the Lower Magdalena Valley Basin and San Jacinto Fold Belt of Northwestern Colombia: Insights from Upper Cretaceous to Recent Tectono-Stratigraphy. In *The Geology of Colombia*, 3, 21-66.
- Müller, R.D., Royer, J.-Y., Cande, S.C., Roest, W.R., Maschenkov, S. 1999. New constraints on the Late Cretaceous-Tertiary Plate tectonic evolution of the Caribbean. En: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins: Sedimentary Basins of the World*. Elsevier Science, Amsterdam. 4, 34-59.
- Murphy, M.A., & Salvador, A. 1999. *International Stratigraphic Guide: An abridged version*. *Episodes*. 22, 255-271.
- Naish, T.R., Woolfe, K.J., Barrett, P.J., Wilson, G.S., Atkins, C., Bohaty, S.M., Bücker, C.J., Claps, M., Davey, F.J., Dunbar, G.B., Dunn, A.G., Fielding, C.R., Florindo, F., Hannah, M.J., Harwood, D.M., Henrys, S.A., Krissek, L.A., Lavelle, M., van der Meer, J., McIntosh, C.w., Niessen, F., Passchier, S., Powell, R.P., Roberts, A.P., Sagnotti, L., Scherer, R.P., Strong, C.P., Talarico, F., Versosub, K.L., Villa, G., Watkins, D.K., Webb, P.N., & Wonik, T. 2001. Orbitally induced oscillations in the East Antarctic ice sheet at the Oligocene/Miocene boundary. *Nature*. 413, 719-723.
- Ohta, S., Kaiho, K., & Takei, T. 2003. Relationship Between Surface-Water Temperature and Ice-Sheet Extent During the Middle Miocene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 201, 310-318.
- Olsson, R.K., Berggren, W.A., Hemleben, C., & Huber, B.T. 1999. *Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera*. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*. Washington D.C. 85, 252.
- Olsson, R. K., Hemleben, C., Coxall, H. K., & Wade, B. S. 2018. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene *Ciperoella* n. gen. In B. S. Wade, R. K. Olsson, P. N. Pearson, B. T. Huber, and W. A. Berggren (Eds.), *Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera* 46, 215-230.
- Ozsvárt, P., Kocsis, L., Nyerges, A., Györi, O., & Pálffy, J. 2016. The Eocene-Oligocene climate transition in the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1-55.

- Pagani, M., Huber, M., Liu, Z., Bohaty, S.M., Henderiks, J., Sijp, W., Krishnan, S., & DeConto, R.M. 2011. The Role of Carbon Dioxide During the Onset of Antarctic Glaciation. *Science*. 334, 1261-1264.
- Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K.H., Tipple, B., & Bohaty, S. 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*. 309, 600-603.
- Pälike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P. A., Coxall, H.K., Lear, C. H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K., & Wade, B.S. 2006b. The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*. 314, 1894-1898.
- Pälike, H., Lyle, M., Nishi, H., Raffi, I., Gamage, K., Klaus, A. 2010. Expedition 320/321 Scientists Methods. *Scientists Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*. 320/321, 1-80.
- Paul, H.A., Zachos, J.C., Flower, B.P., & Tripathi, A. 2000. Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography*. 15, 471-485.
- Pearson, P. 1998a. Evolutionary Concepts in Biostratigraphy. En: Doyle, P. & Bennett, M.R. (Eds.), *Unlocking the Stratigraphic Record: Advances in Modern Stratigraphy*. John Wiley and Sons. United Kingdom. 123-144.
- Pearson, P.N., Olsson, R.K., Huber, B.T., Hemleben, C., & Berggren, W.A. 2006. *Atlas of Eocene planktonic foraminifera*. Cushman Foundation Special Publication. Kansas, Allen Press. 41, 518.
- Pearson, P.N., & Wade, B.S. 2015. Systematic Taxonomy of exceptionally well-preserved planktonic foraminifera from the Eocene/Oligocene boundary of Tanzania. *Cushman Foundation Special Publication*. 45, 1-85.
- Pearson, P.N., Foster, G.L., & Wade, B.S. 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate transition. *Nature*. 461, 1110-1114.
- Pearson, P.N., McMillan, I.K., Wade, B.S., Jones, T.D., Bown, P.R., & Lear, C.H. 2008. Extinction and environmental change across the Eocene-Oligocene boundary in Tanzania. *Geology*. 36, 179-182.
- Petters, V., & Sarmiento, S. 1956. Oligocene and Lower Miocene biostratigraphy of the Carmen-Zambrano area, Colombia. *Micropaleontology*, 2, 7-35.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G., & Higgs, R., 2005. Plate kinematic and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-Continent interactions: tectonics controls on basin development in the Proto-Caribbean margins. En: Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B. (Eds.), *Caribbean-South American Plate Interactions: Geological Society of America Special Paper*. 394, 7-52.

- Pindell, J.L. & Barrett, S.F. 1990. Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective. *The Geology of North America. H. The Caribbean Region.* The Geological Society of America. 405-432.
- Picard, M. D. 1971. Classification of Fine-grained Sedimentary Rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 41, 179-195.
- Reyes, H., Montenegro, B., & Gómez, P. 2004. Tectonoestratigrafía y evolución geológica del Valle Inferior del Magdalena. *Boletín de Geología*. 26, 30-34.
- Rincón, A.D., Arenas, J.E., Cuartas, C.H., Cárdenas, A.L., Molinares, C.E., Caicedo, C., & Jaramillo, C. 2007. Eocene-Pliocene planktonic foraminifera biostratigraphy from the continental margin of the southwest Caribbean. *Stratigraphy*. 4, 261-311.
- Ricci-Lucchi, F.R. 1970. *Sedimentografia. Atlante fotografico delle structure primaria del sedimenti: Bologna, Italy, Zanichelli.* 288.
- Rodrigo, J.A. 2017. Análisis de Componentes Principales (Principal Component Analysis, PCA) y t-SNE. *Ciencia de Datos, Estadística, Programación y Machine Learning.* [Cienciadedatos.net](https://www.cienciadedatos.net). Recuperado de <https://www.cienciadedatos.net>.
- Rosero, S., Silva, J. C., Sial, A. N., Borrero, C., & Pardo, A. 2014. Quimioestratigrafía de Isótopos de estroncio de algunas sucesiones del Eoceno-Mioceno del Cinturón de San Jacinto y el Valle Inferior del Magdalena. *Boletín de Geología*, 36, 15-27.
- Salamy, K.A. & Zachos, J.C. 1998. Latest Eocene-Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 145, 61-77.
- Savin, S. M. 1977. The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*. 5, 319-335.
- Schiebel, R., & Hemleben, C. 2017. *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean.* Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 366.
- Schiebel, R., & Hemleben, C. 2019. Protozoa, Planktic Foraminifera. En: *Encyclopedia of Ocean Sciences. Marine Biogeochemistry*. 1, 645-650.
- Schiebel, R., Bijma, J., & Hemleben, C. 1997. Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerina bulloides* from the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research Part II*, 44, 1701-1713.
- Schulz, M., & Mudelsee, M. 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences*, 28, 421-426.

- Seilacher, A., & Aigner, T. 1991. Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: The geologic perspective. En: Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Berlin Heidelberg New York. 249-267.
- Sen Gupta, B.K. 1999. Introduction to modern foraminifera. En: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 384.
- Shackleton, N.J. 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*. 215, 1517.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., & Boersma, A. 1984. Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifera. En: Moore, T.C., Jr., Rabinowitz, P.D. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 74*. Washington U.S. Government Printing Office. 599-644.
- Sibert, E.C., Zill, M.E., Frigýik, E.T., & Norris, R.D. 2020. No state change in pelagic fish production and biodiversity during the Eocene-Oligocene transition. *Nature Geoscience*. 13, 238-242.
- Silva-Arias, A., Páez-Acuña, L. A., Rincón-Martínez, D., Tamara-Guevara, J. A., Gómez-Gutierrez, P. D., López-Ramos, E., Restrepo-Acevedo, S. M., Mantilla-Figueroa, L. C., & Valencia, V. 2016. Basement Characteristics in the Lower Magdalena Valley and the Sinú and San Jacinto Fold Belts: Evidence of a Late Cretaceous Magmatic Arc at the South of The Colombian Caribbean. *Ciencia Tecnología y Futuro*, 6, 5-36.
- Spezzaferri, S. 1994. Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Taxonomy of the Oligocene and Lower Miocene in the Oceanic Record. An Overview. *Paleontographia Italica*. 81, 1-187.
- Spezzaferri, S., Olsson, R.K., & Hemleben, C. 2018. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene to Lower Miocene Globigerinoides and Trilobatus. En: Wade, B.S., Olsson, R.K., Pearson, P.N., Huber, B.T., & Berggren, W.A. (Eds.), *Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication. 46, 269-306.
- Spindler, M., Hemleben, C., Bayer, U., Be´, A.W.H., & Anderson, O.R. 1979. Lunar periodicity of reproduction in the planktonic foraminifer *Hastigerina pelagica*. *Marine Ecology Progress Series*. 1, 61-64.
- Stickley, C.E., Brinkhuis, H., Schellenberg., S.A., Sluijs, A., Röhl, U., Fuller, M., Grauert, M., Huber, M., Warnaar, J., & Williams, G.L. 2004. Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway. *Paleoceanography*. 19, 1-18.
- Strasser, A., Hilgen, F. J., & Heckel, P. H. 2006. Cyclostratigraphy - Concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, 42 (2), 75-114.

- Sun, J., Ni, X., Bi, S., Wu, W., Ye, J., & Windley, B.F. 2014. Synchronous turnover of flora, fauna, and climate at the Eocene-Oligocene Boundary in Asia. *Scientific Reports*. 4, 1-6.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., & Rivera, C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19 (5), 787-813.
- Tardif, D., Toumoulin, A., Fluteau, F., Donnadieu, Y., le Hir, G., Barbolini, N., Licht, A., Ladant, J.-B., Sepulchre, P., Viovy, N., Hoorn, C., & Dupont-Nivet, G. 2021. Orbital variations as a major driver of climate and biome distribution during the greenhouse to icehouse transition. *Science Advances*, 7, 1-13.
- Team, R. C. (2020). R: A language and environment for statistical computing (version 3.6). The R Project for Statistical Computing.
- Thomas, F.C., & Murney, M.G. 1985. Techniques for Extraction of Foraminifers and Ostracodes from Sediments Samples. Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences. 54, 1-24.
- Torres, G. A., Patarroyo, G. D., Veloza, G., Mora, J. A., & Gomez, D. F. 2022. Agglutinated foraminiferal assemblages of the San Cayetano Formation (San Jacinto Fold Belt, Northern Colombia). *Boletín de Geología*, 44 (1), 75-92.
- Tucholke, B.E., & Mountain, G.S. 1979. Seismic stratigraphy, lithostratigraphy, and paleosedimentation patterns in the North American Basin. En: Talwani, M., Hay, W., & Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*. 3, 58-86.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. 2009. Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., & Dickinson, W.E. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir*. 204, 197-216.
- Vandenbergh, N., Hilgen, F.J., & Speijer, R.P. 2012. The Paleogene Period. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. & Ogg, G.M. (Eds.), *The Geologic Time Scale*. 855- 921.
- Wade, B., Pearson, P., Berggren, W., & Pälike, H. 2011. Review and Revision of Cenozoic Tropical Plancktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Calibration of the Geomagnetic Polarity and Astronomical Time Scale. *Earth Science Reviews*. 104, 111-142.
- Wade, B.S., & Pearson, P.N. 2008. Planktonic foraminiferal turnover, diversity fluctuations and geochemical signals across the Eocene/Oligocene boundary in Tanzania. *Marine Micropaleontology*. 68, 244-255.

- Wade, B.S., Olsson, R.K., Pearson, P.N., Huber, B.T., & Berggren, W.A. 2018. Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera. 46, 1-524.
- Wang, P. 2021. Low-latitude forcing: A new insight into paleo-climate changes. *The Innovation*, 2 (3), 1-2.
- Weedon, G. P. 2003. Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy. In *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press.
- Westerhold, T., & Röhl, U. 2009. Climate of the Past High resolution cyclostratigraphy of the early Eocene-new insights into the origin of the Cenozoic cooling trend. *Climate of the Past*, 5, 309-327.
- Westerhold, T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J., & Evans, H. F. 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257 (4), 377-403.
- Wright, J.D., Miller, K.G., & Fairbanks, R.G. 1992. Early and middle Miocene stable isotopes: Implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*. 7, 357-389.
- 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.C., Quinn, T.M., & Salamy, K. 1996. High-Resolution (104) Years Deep-Sea Foraminiferal Stable Isotope Records of the Eocene-Oligocene Climate Transition. *Paleoceanography*. 11, 251-266.
- Zachos, J.C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike, H., & Flower, B.P. 2001b, Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*. 292, 274-278.
- Zanazzi, A., Kohn, M.J., MacFadden, B., & Terry, D.O. 2007. Large temperature drop across the Eocene-Oligocene transition in central North America. *Nature*. 445, 639-642.
- Zeebe, R. E., & Lourens, L. J. 2022. Geologically constrained astronomical solutions for the Cenozoic era. *Earth and Planetary Science Letters*, 592, 1-14.
- Zeeden, C., Meyers, S. R., Lourens, L. J., & Hilgen, F. J. 2015. Testing astronomically tuned age models. *Paleoceanography*, 30 (4), 369-383.
- Zhang, Y.G., Pagani, M., Liu, Z., Bohaty, S.M. & DeConto, R. 2013. A 40-million-year history of atmospheric CO₂. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 371, 1-20.

**Sistemática de foraminíferos planctónicos clasificados en el pozo ANH-San Jacinto-1.
Las referencias completas se encuentran en Wade et al. (2018)**

Acarinina medizzai (Toumarkine and Bolli, 1975)

Catapsydrax dissimilis (Cushman & Bermúdez, 1937)

Catapsydrax unicavus (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957)

Ciperoella anguliofficialis (Blow, 1969)

Ciperoella ciperoensis (Bolli, 1954)

Dentoglobigerina eotripartita (Pearson, Wade & Olsson, en Wade et al., 2018)

Dentoglobigerina galavisi (Bermúdez, 1961)

Dentoglobigerina globularis (Bermúdez, 1961)

Dentoglobigerina prasaepis (Blow, 1969)

Dentoglobigerina tapuriensis (Blow & Banner, 1962)

Dentoglobigerina venezuelana (Hedberg, 1937)

Globigerina officinalis (Subbotina, 1953)

Globigerinella obesa (Bolli, 1957)

Globorotalia opima opima (Bolli, 1957)

Globorotaloides eovariabilis (Huber & Pearson, 2006)

Globorotaloides quadrocameratus (Olsson, Pearson & Huber, 2006)

Globorotaloides suteri (Bolli, 1957)

Globoturborotalita brazieri (Jenkins, 1965)

Globoturborotalita cancellata (Pessagno, 1963)

Globoturborotalita eolabiocrassata (Spezzaferri & Coxall, en Wade et al., 2018)

Globoturborotalita martini (Pijpers, 1933)

Globoturborotalita occlusa (Blow & Banner, 1962)

Globoturborotalita ouachitaensis (Howe & Wallace, 1932)

Globoturborotalita paracancellata (Olsson & Hemleben, en Wade et al., 2018)

Paragloborotalia nana (Bolli, 1957)

Paragloborotalia opima (Bolli, 1957)

Paragloborotalia pseudocontinua (Jenkins, 1967)

Parasubbotina varianta (Subbotina, 1953)

Subbotina angiporoides (Hornibrook, 1965)

Subbotina corpulenta (Subbotina, 1953)

Subbotina eocaena (Güembel, 1868)

Subbotina jacksonensis (Bandy, 1949)

Subbotina linaperta (Finlay, 1939)

Subbotina mínima (Jenkins, 1965)

Subbotina tecta (Pearson & Wade, 2015)

Subbotina utilisindex (Jenkins & Orr, 1973)

Subbotina yeguaensis (Weinzierl & Applin, 1929)

Tenuitella angustiumbilitata (Bolli, 1957)

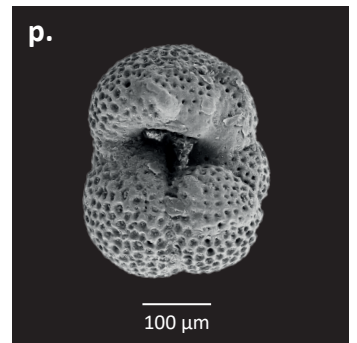
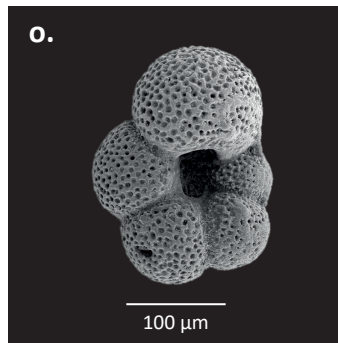
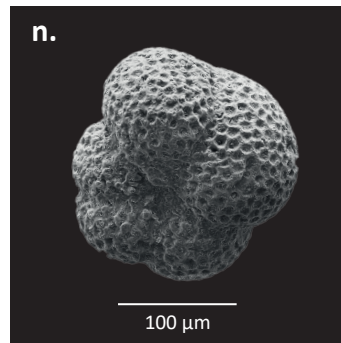
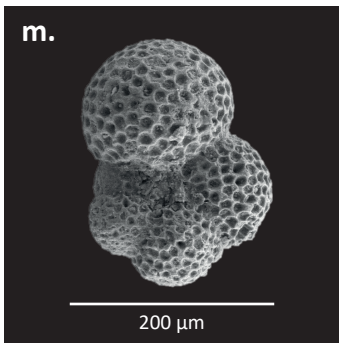
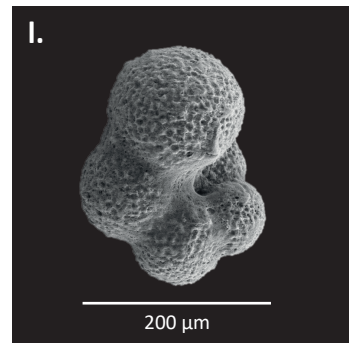
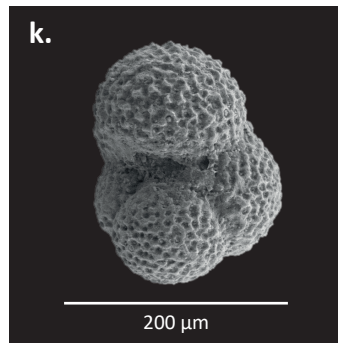
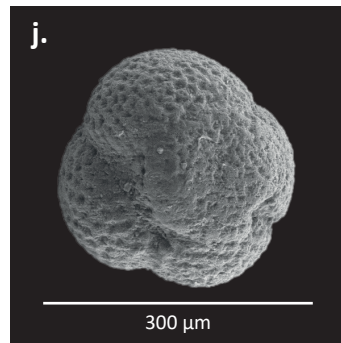
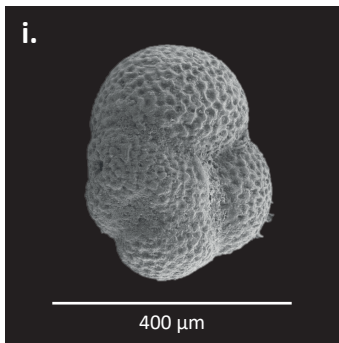
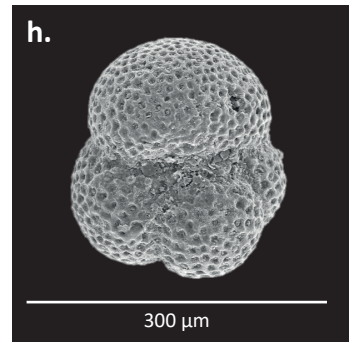
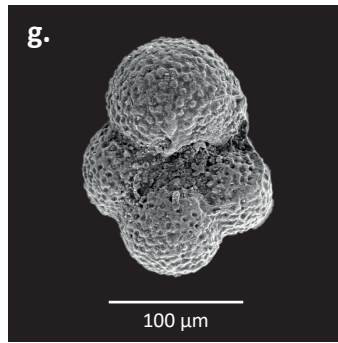
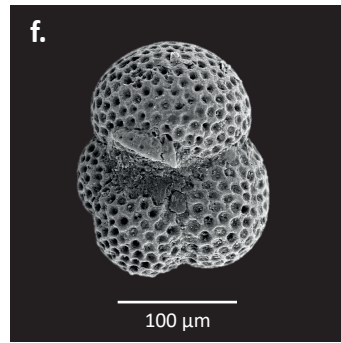
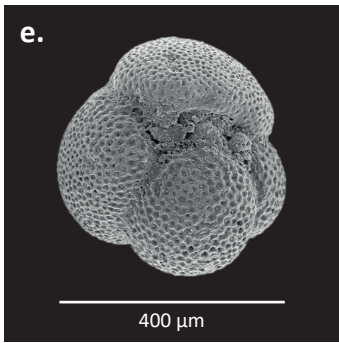
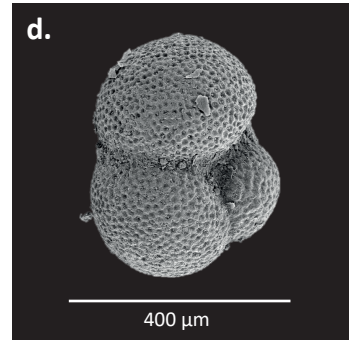
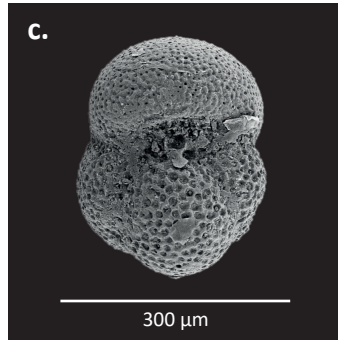
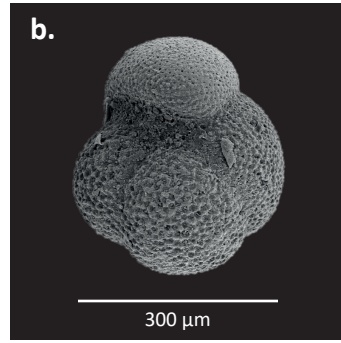
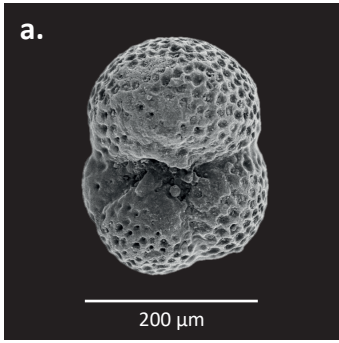
Tenuitella munda (Jenkins, 1965)

Turborotalia ampliapertura (Bolli, 1957)

Turborotalia increbescens (Bandy, 1949)

ANEXO A.1

Plancha de foraminíferos planctónicos presentes en el intervalo 374-230 m del pozo ANH San Jacinto-1.



a. *Globoturborotalita paracancellata*

b. *Turborotalia increbescens*

c. *Turborotalia ampliapertura*

d. *Subbotina utilisindex*

e. *Dentoglobigerina venezuelana*

f. *Subbotina eocaena*

g. *Tenuitella angustiumbilitata*

h. *Dentoglobigerina prasaepis*

i. *Catapsydrax unicavus*

j. *Catapsydrax dissimilis*

k. *Globigerina officinalis*

l. *Ciperotella anguliofficialis*

m. *Globorotaloides quadrocameratus*

n. *Paragloborotalia opima*

o. *Ciperotella ciperensis*

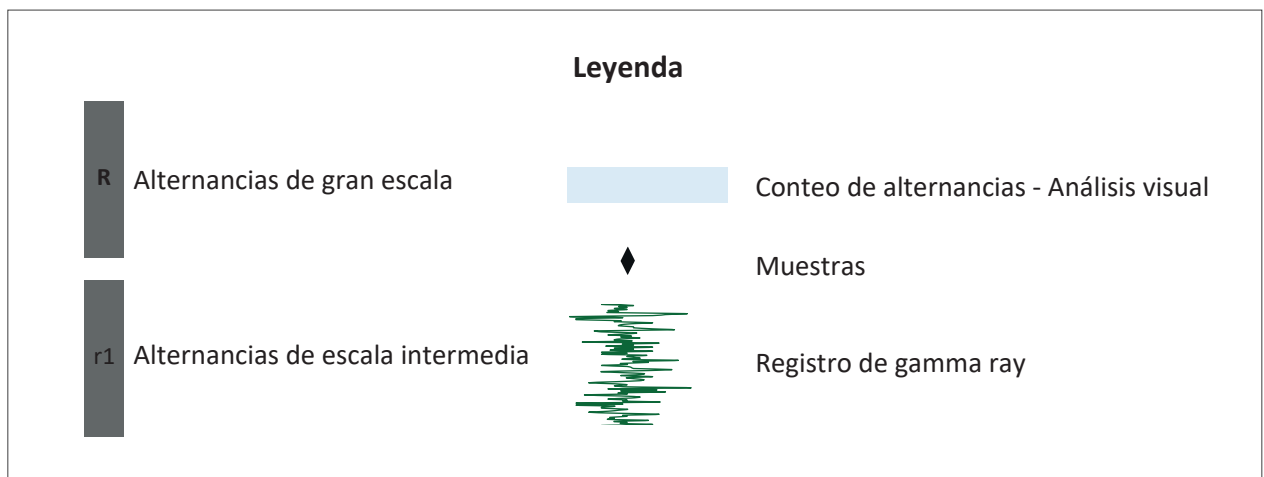
p. *Globoturborotalita brazieri*

ANEXO A.2

Conteo de especies de foraminíferos planctónicos del intervalo 374-230 m del pozo ANH San Jacinto-1.

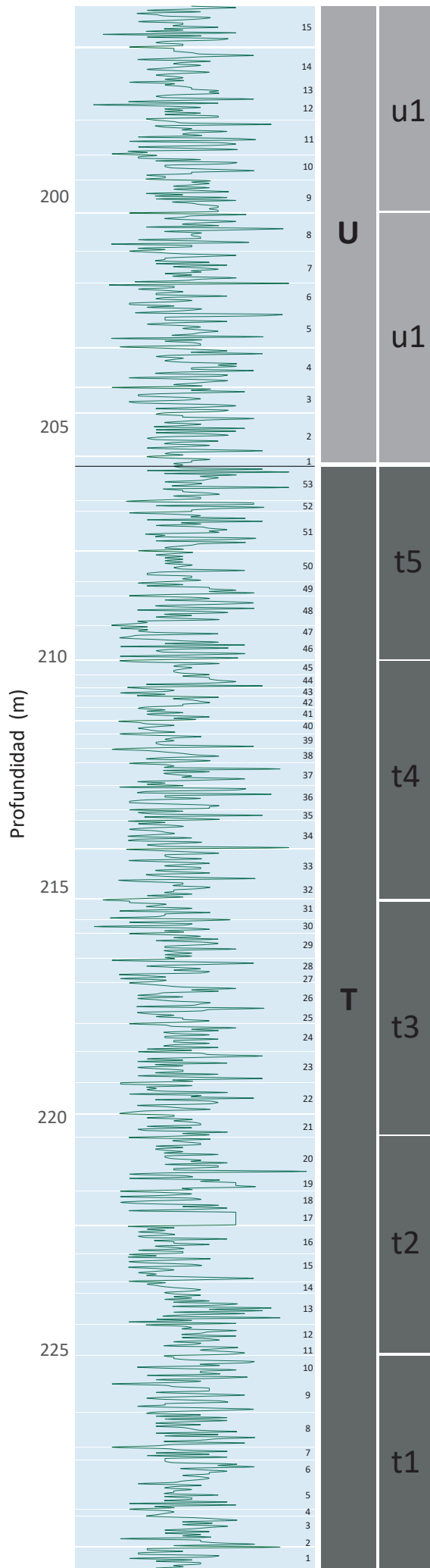
ANEXO A.3

Conteo de alternancias identificadas mediante análisis visual del registro gamma ray, intervalo 280-196 m del pozo ANH San Jacinto-1, .



Registro GR
Unidades API

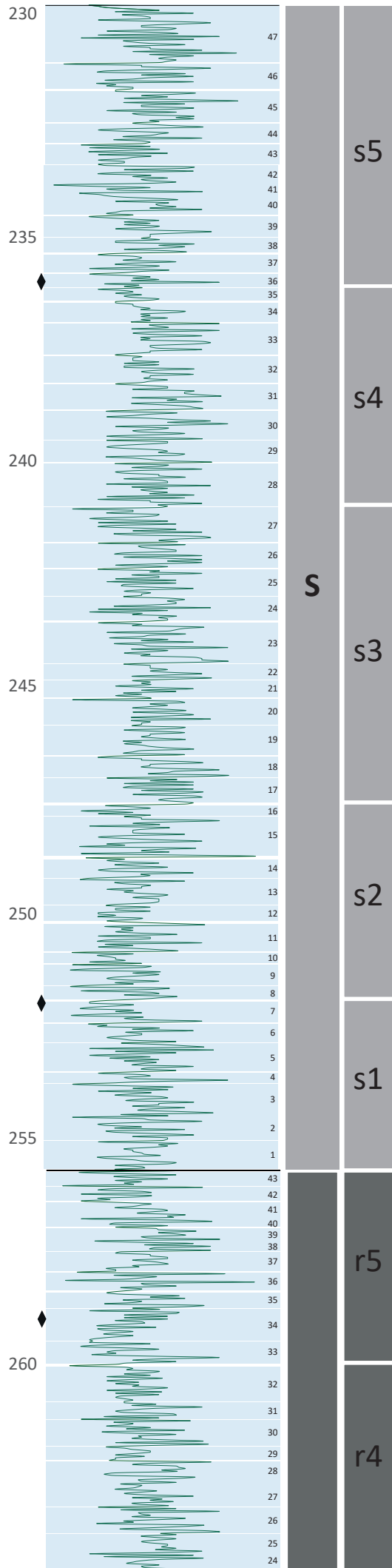
0 20 40 60 80 100 120 140



Registro GR

Unidades API

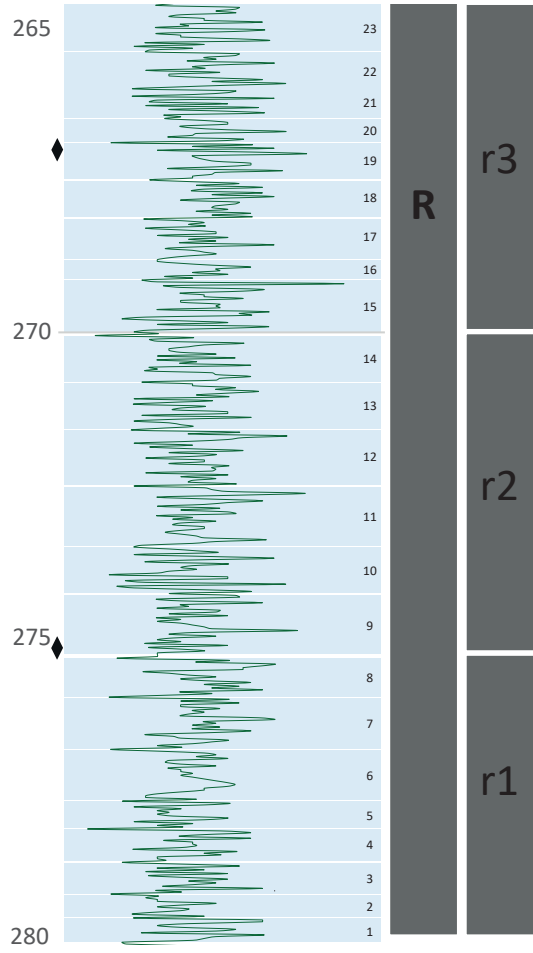
0 20 40 60 80 100 120 140



Registro GR

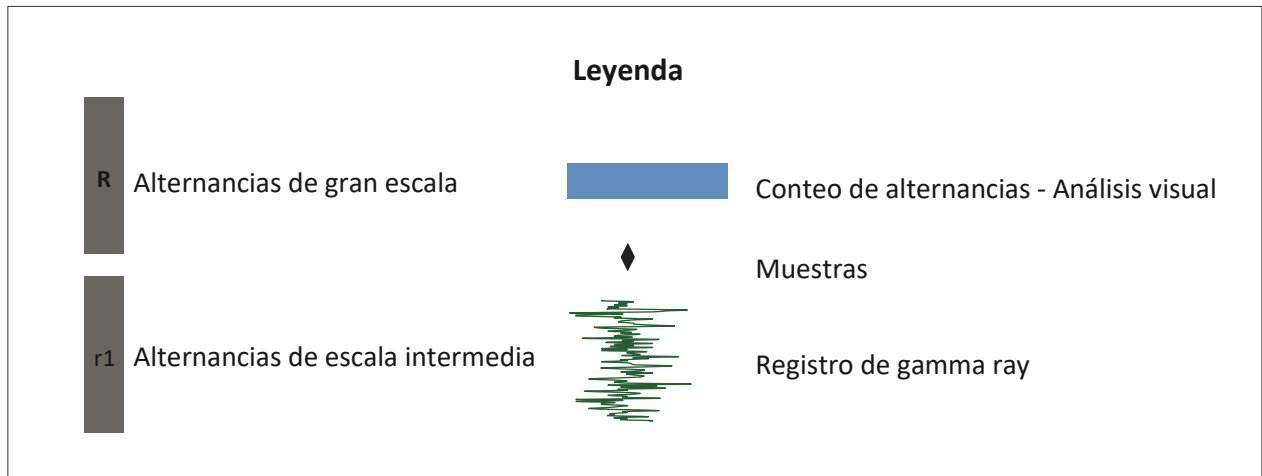
Unidades API

0 20 40 60 80 100 120 140

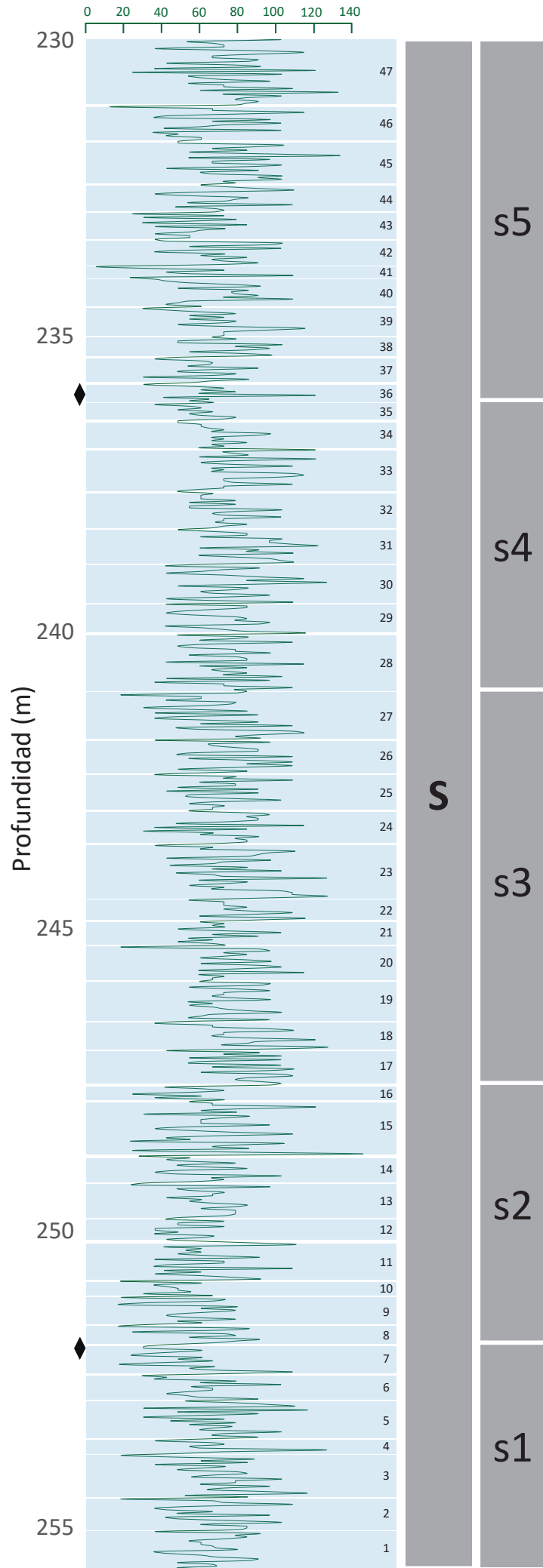


ANEXO A.4

Conteo de alternancias identificadas mediante análisis visual del registro gamma ray, intervalo 280-230 m del pozo ANH San Jacinto-1.

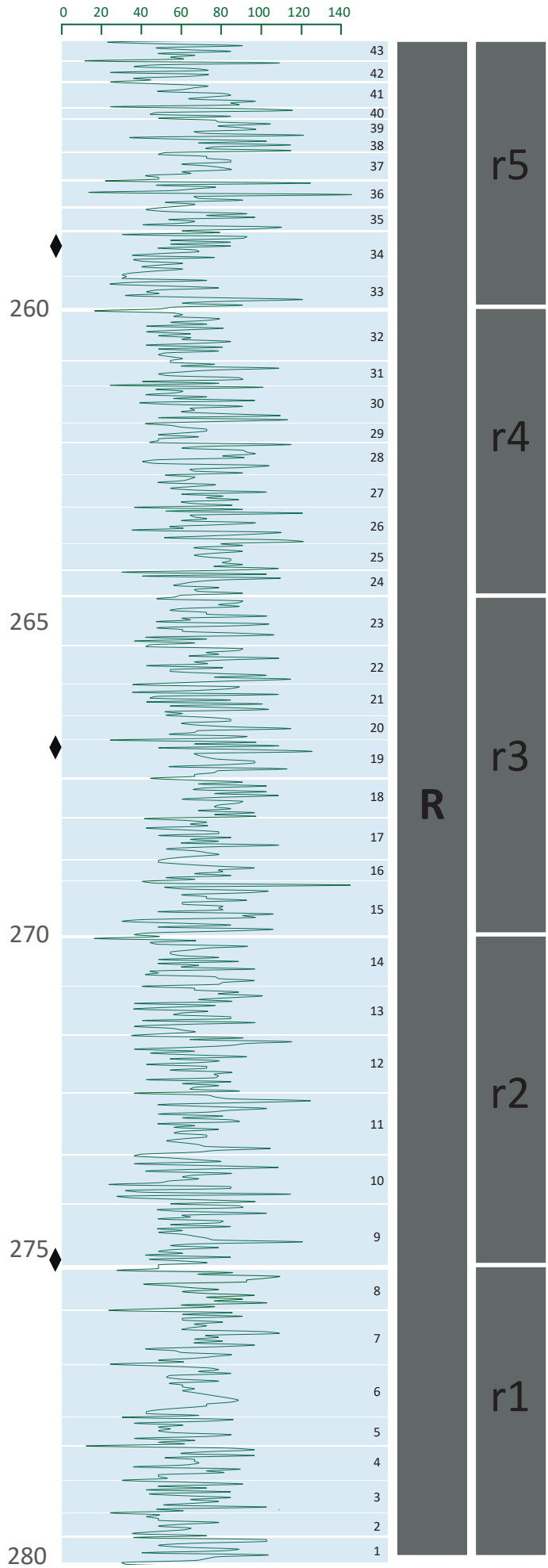


Registro GR Unidades API



Registro GR

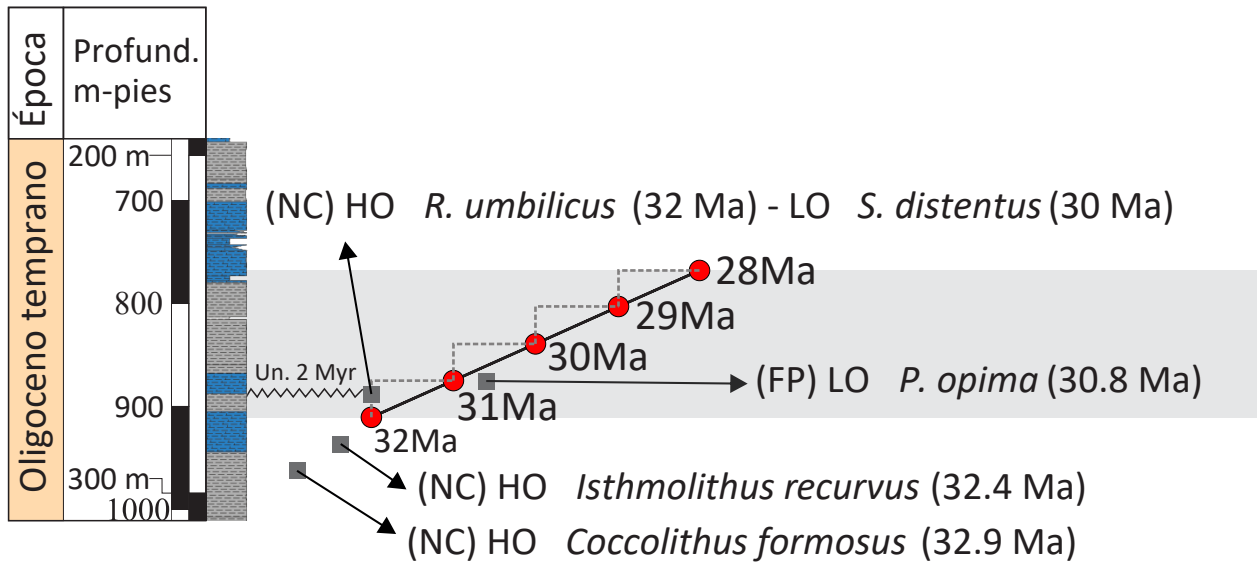
Unidades API



ANEXO A.5

Bioeventos y calibración astrobiocronológica.

La imagen muestra el segmento 200-300 m del pozo ANH San Jacinto-1, donde se ubican los bioeventos calibrados de nanofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos, además de su relación con el modelo astrobiocronológico presentado en este trabajo.



■ Bioeventos ● Puntos astrobiocronológicamente calibrados
 NC: Nanofósiles calcáreos FP: Foraminíferos planctónicos
 HO: Highest occurrence (Ocurrencia más alta) LO: Lowest occurrence (Ocurrencia más baja)
 ~~~~~ Hiato de 2 Myrs (Arias, en prep.)  
 ■ Intervalo datado astrobiocronológicamente