



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Análisis paleoambiental del lapso
Turoniano-Santoniano en el centro de México y
su relación con los eventos de cambio global
acelerado

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Eduardo Miguel Gómez Estrada

TUTOR

Fernando Núñez Useche

Ciudad Universitaria, CD. MX. 2022





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Datos del Alumno:

- Gómez Estrada Eduardo Miguel
- Universidad: Universidad Nacional Autónoma de México
- Facultad: Facultad de Ciencias
- Carrera: Ciencias de la Tierra
- Número de Cuenta: 314058243

Datos del Tutor:

- Dr. Núñez Useche Fernando

Datos del presidente:

- Dr. Ricardo Barragán Manzo

Datos del vocal:

- Dr. Michelangelo Martini

Datos del secretario

- Dr. Fernando Núñez Useche

Datos del suplente 1

- Dr. Josep Anton Moreno Bedmar

Datos del suplente 2

- Dr. Miguel Angel Torres Martínez

Datos del trabajo escrito

- Análisis paleoambiental del lapso Turoniano-Santoniano en el centro de México y su relación con los eventos de cambio global acelerado
- Número de páginas: 134
- Año: 2022

La realización de este trabajo de grado fue posible gracias a:



La financiación por parte del proyecto PAPIIT IA102119-DGAPA/UNAM: “Análisis paleoambiental de las formaciones Pimienta (Titoniano-Berriasiano) y Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano): influencia de los eventos de cambio global y regional acelerado en el enriquecimiento en materia orgánica de sus sedimentos”, y por la beca otorgada para titulación (folio 232720).



La financiación por parte del proyecto CONACYT A1-S-18123: “Registro y caracterización paleoambiental del Evento Anóxico Oceánico 2 (Cenomaniano-Turoniano) en México: implicaciones paleoceanográficas y genéticas”, y por la beca otorgada para titulación (folio 30832).



El soporte logístico del Instituto de Geología de la UNAM.



El apoyo del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, en particular del Laboratorio de Difracción de Rayos X, por la realización de análisis mineralógicos.



**Universidad
Autónoma
de Coahuila**

El apoyo de la universidad autónoma de Coahuila, en particular del Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas, por la realización de análisis de Pirólisis Rock-Eval.



**UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH**

El apoyo de la Universitat Politècnica de Catalunya-Barcelona Tech para la realización de los análisis isotópicos de azufre (Generalitat de Catalunya-Recursos Minerals: Jaciments, Aplicacions, Sostenibilitat, grant No. 2017 SGR0707).

AGRADECIMIENTOS

A mi asesor el Dr. Fernando Núñez Useche, por haberme compartido y enseñado sus conocimientos científicos, el tiempo que destinó en la realización de este trabajo, y sobre todo su paciencia y dedicación. Siempre le estaré agradecido.

A la MSc. Azucena Colín Rodríguez y al MSc. Mario Martínez Yáñez por su valiosa colaboración durante el trabajo de campo. También agradezco a la Dra. Teresa Pi Puig por los análisis de difracción de rayos X, a la Dra. Pura Alfonso por los análisis de isotopos de azufre, a la Mtra. Geysler Fernandez Cata por su asesoría con el uso del espectrómetro de rayos gamma y al Dr. Juan José Encisco por los análisis de Pirólisis Rock-Eval. Asimismo, reconozco el apoyo de la MSc. Nicté Andrea Gutiérrez Puente por las determinaciones micropaleontológicas.

A mis padres quienes sacrificaron gran parte de su vida para formarme y educarme y a mis hermanas quienes siempre estuvieron ahí para apoyarme.

Finalmente quiero agradecer a mis amigos Betty, Mariel, Angelica, Ximena, Luisa, Alejandro, Uriel, Santiago y Yekan que me apoyaron en momentos difíciles y me alentaron a seguir adelante, con los que compartí grandes momentos en mi vida y sin dudarlo se volvieron muy importantes para mí.

Muchas gracias a todas las personas que me alentaron a dar lo mejor.

DEDICATORIA

Dedico con todo el corazón esta tesis a las personas que me han apoyado y alentado a cumplir todas mis metas, quienes me han animado a seguir adelante y sobre todo me han cuidado a lo largo de mi vida. Gracias, papás: Paula Estrada Rodríguez y Miguel Gómez Jiménez.

CONTENIDO

ÍNDICE DE FIGURAS	4
RESUMEN.....	7
ABSTRACT	9
CAPITULO 1 INTRODUCCIÓN	11
1.1 Planteamiento del problema	14
1.2 Justificación	14
1.3 Preguntas científicas para responder.....	15
1.4 Hipótesis.....	15
1.5 Objetivos	16
1.6 Localización del área de estudio	17
CAPITULO 2 GENERALIDADES.....	18
2.1 Eventos Anóxicos Oceánicos	20
2.2 Eventos registrados durante el lapso Turoniano—Santoniano	23
2.2.1 Evento Bonarelli (EAO 2)	23
2.2.2 Evento Round Down.....	26
2.2.3 Eventos del final del Turoniano.....	26
2.2.3.1 Evento Hitch Wood	28
CAPITULO 3 MARCO GEOLÓGICO.....	29
3.1 Evolución tectónica del centro-este de México	30
3.1.1 Etapa de <i>rift</i> (Jurásico Inferior–Medio)	30
3.1.2 Etapa de deriva y enfriamiento (Jurásico Superior–Cenomaniano)	31
3.1.3 Etapa del evento orogénico (levantamiento de la Sierra Madre Oriental).....	33
3.2 Estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla.....	34
3.2.1 Estratigrafía asociada a la etapa de <i>rift</i>	34
3.2.2 Estratigrafía asociada a la etapa de deriva y enfriamiento.....	35
3.2.3 Estratigrafía asociada a la etapa del evento orogénico	37
CAPITULO 4 METODOLOGÍA.....	39
4.1 Etapa de Campo	41
4.1.1 Medición y descripción de la columna estratigráfica.....	41
4.1.2 Espectrometría de Rayos Gamma	42
4.2 Etapa de laboratorio.....	44
4.2.1. Análisis de microfacies	44

4.2.2 Bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos.....	45
4.2.3 Difracción de Rayos X.....	46
4.2.4 Pirólisis Rock-Eval.....	47
4.2.5 Combustión por Oxidación y Detección por Infrarrojo.....	49
4.2.6 Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente.....	50
4.2.7 Espectrometría de Masas de Relaciones Isotópicas.....	51
4.3 Etapa de análisis de resultados.....	52
4.3.1 Análisis de Componentes Principales.....	52
4.3.2 Integración de indicadores.....	53
4.3.3 Análisis de Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Oxígeno (IO) y Temperatura máxima (T _{max}).....	53
CAPITULO 5 RESULTADOS.....	55
5.1 Características sedimentológicas de la sección San Antonio el Grande.....	56
5.1.1 Formación Agua Nueva.....	56
5.1.2 Formación San Felipe.....	58
5.2 Registros espectrales de minerales radiogénicos (K, U y Th).....	61
5.3 Microfacies.....	62
5.3.1 MF-SA1. <i>Wackestone</i> con abundantes radiolarios y frecuentes foraminíferos planctónicos.....	64
5.3.2 MF-SA2. <i>Wackestone</i> con abundantes foraminíferos planctónicos.....	65
5.3.3 MF-SA3. <i>Wackestone</i> con abundantes foraminíferos planctónicos y raros bioclastos ...	65
5.3.4 MF-SA4. <i>Wackestone</i> bioturbado con abundantes foraminíferos planctónicos.....	65
5.4 Petrografía de pedernales.....	69
5.5 Bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos.....	70
5.6 Composición mineral.....	72
5.7 Contenido de carbono orgánico total (COT).....	72
5.8 Valores del IH, IO Y T _{max}	72
5.9 Composición química.....	75
5.10 Composición isotópica de S en pirita.....	76
5.11 Relaciones Inter-elementales (PCA).....	78
CAPITULO 6 DISCUSIÓN.....	79
6.1 Sitio de depósito.....	80
6.2 Indicadores paleoambientales.....	82
6.3 Clima e intemperismo.....	83

6.4 Condiciones redox y productividad.....	85
6.4.1 Intervalo inferior	85
6.4.2 Intervalo medio	86
6.4.3 Intervalo superior	88
6.5 Identificación de los principales eventos de cambio global acelerado.....	90
6.6 Fuente y preservación de materia orgánica.....	91
CAPITULO 7 CONCLUSIONES	93
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
ANEXOS	122

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Localización paleogeográfica y ubicación actual del área de estudio.....	17
Figura 2.1	Principales cambios en las diferentes geosferas durante el Cretácico y eventos anóxicos.....	22
Figura 2.2	Curva de referencia de isótopos de carbono para el lapso Turoniano–Santoniano.....	25
Figura 2.3	Correlación de los eventos del Turoniano tardío.....	27
Figura 3.1	Reconstrucción del área del Golfo de México para el Jurásico Medio.....	31
Figura 3.2	Reconstrucción del área del Golfo de México para el Cretácico Temprano.....	32
Figura 3.3	Reconstrucción del área del Golfo de México para el Cretácico Tardío.....	34
Figura 3.4	Estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla y de la sección de estudio.....	38
Figura 4.1	Técnicas aplicadas durante las 3 etapas de la metodología y los resultados de cada una.....	40
Figura 4.2	Metodología empleada en campo.....	42
Figura 4.3	Metodología empleada para la medición de rayos gamma.....	43
Figura 4.4	Material y equipo utilizado en el análisis de microfacies.....	45
Figura 4.5	Aplicación de la técnica de difracción de rayos X.....	47
Figura 4.6	Resultados del proceso programado de Pirólisis Rock-Eval en el que se pueden observar la posición de los picos S1 a S5.....	48
Figura 5.1	Características litológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada.....	57

Figura 5.2 Características litológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada (intervalo 8-16 m).....	58
Figura 5.3 Características litológicas de la Formación San Felipe en la sección estudiada.....	59
Figura 5.4 Contacto entre las Formaciones Agua Nueva y San Felipe	60
Figura 5.5 Columna litoestratigráfica de la sección San Antonio el Grande mostrando la litología, estructuras sedimentarias y la variación de índice de bioturbación	62
Figura 5.6 Distribución de microfacies (MF-SA1 a MF-SA4) en la sección San Antonio el Grande..	63
Figura 5.7 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA1.....	64
Figura 5.8 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA2.....	66
Figura 5.9 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA3.....	67
Figura 5.10 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA4.....	68
Figura 5.11 Fotomicrografías representativas de la petrografía de pedernales.....	69
Figura 5.12 Biozonas de foraminíferos planctónicos en la sección San Antonio el Grande.	71
Figura 5.13 Composición mineralógica y variación en el índice detrítico en la sección San Antonio el Grande.....	73
Figura 5.14 Contenido de carbono orgánico total (COT) y resultados del análisis de Pirólisis Rock-Eval	74
Figura 5.15 Contenidos de elementos principales, carbono orgánico total (COT) y valores del índice de alteración química (IAQ) en la sección San Antonio el Grande	75
Figura 5.16 Distribución de elementos traza a lo largo del intervalo Turoniano–Santoniano de la sección San Antonio el Grande	77

Figura 5.17 Gráfico de análisis de componentes principales de parámetros geoquímicos seleccionados	78
Figura 6.1 Representación esquemática del sitio de depósito de los sedimentos que actualmente conforman la sección San Antonio el Grande	81
Figura 6.2 Condiciones paleoambientales de la sección San Antonio el Grande durante el Turoniano—Santoniano	84
Figura 6.3 Representación esquemática de las condiciones paleoambientales durante el Turoniano en la sección San Antonio el Grande: intervalo A.....	87
Figura 6.4 Representación esquemática de las condiciones paleoambientales durante el Turoniano en la sección San Antonio el Grande: intervalo B.....	88
Figura 6.5 Representación esquemática de las condiciones paleoambientales durante el Coniaciano—Santoniano en la sección San Antonio el Grande: intervalo C	89
Figura 6.6 Correlación de los eventos de cambio global acelerado y bioeventos que tuvieron lugar durante el Turoniano tardío con las curvas obtenidas en la sección San Antonio el Grande .	91
Figura 6.7 Caracterización de la materia orgánica de la sección San Antonio el Grande.	92

RESUMEN

Durante el Cretácico, distintos episodios de cambio global acelerado causaron perturbaciones del sistema litósfera-oceánico-atmósfera que conllevaron al depósito de sedimentos ricos en materia orgánica en distintas cuencas marinas alrededor del mundo. En el centro de México, las Formaciones Agua Nueva y San Felipe, acumuladas en la Cuenca Tampico-Misantla durante el lapso Cenomaniano—Santoniano presentan intervalos con una acumulación significativa de materia orgánica, sin embargo, se desconocen las condiciones paleoambientales bajo las que se depositaron y la influencia que estas tuvieron de los eventos globales que ocurrieron de forma contemporánea. En este trabajo se reconstruyen las condiciones climáticas y oceanográficas prevalecientes durante el depósito de una sucesión sedimentaria (sección San Antonio el Grande) acumulada dentro de la Cuenca Tampico-Misantla, cuya edad fue constreñida mediante bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos. Para ello se utilizó un enfoque integrado que incluye datos sedimentológicos, petrográficos, mineralógicos y geoquímicos. Además, un análisis de componentes principales sobre la evidencia geoquímica permitió reconocer los principales impulsores paleoambientales del depósito.

La sección San Antonio el Grande se caracteriza por capas de caliza de textura *wackestone* con presencia de lentes y nódulos de pedernal alineados de forma paralela a la estratificación, intercalada con lutita y bentonita en proporciones variables. De acuerdo con la asociación de foraminíferos planctónicos, la sección se extiende desde la Zona *Helvetoglobotruncana helvetica*, del Turoniano temprano—Turoniano medio, hasta la Zona *Dicarinella asymetrica*, del Coniaciano tardío—Santoniano tardío. El análisis petrográfico evidenció que esta sucesión está compuesta principalmente por microfacies con organismos pelágicos (principalmente radiolarios y foraminíferos planctónicos) y texturas lodo-soportadas (*wackestone*) las cuales sugieren que su depósito ocurrió en un ambiente marino profundo de baja energía.

La sucesión estudiada se acumuló contemporáneamente a la ocurrencia de episodios de cambio global acelerado que tuvieron lugar durante el Turoniano. Estos corresponden al evento Round Down y al evento Hitch Wood. Los sedimentos ricos en materia orgánica formados durante estos eventos se acumularon en condiciones cada vez más cálidas y húmedas, como lo demuestra el índice de alteración química. El clima ejerció una gran influencia en la intensidad de la meteorización y la escorrentía continental, provocando una importante entrada de nutrientes y detritos a la cuenca, conduciendo a una alta productividad primaria marina y condiciones anóxicas/disóxicas. Las condiciones marinas eutróficas-anóxicas/disóxicas están respaldadas por la relación U/Th y los valores más altos de carbono orgánico total, que coinciden con enriquecimientos significativos en elementos traza sensibles a las condiciones redox y a la productividad. Además, estas condiciones también pueden inferirse por la abundante presencia de radiolarios y la aparición de

foraminíferos planctónicos oportunistas. Las aguas del fondo empobrecidas en oxígeno favorecieron la sulfato-reducción bacteriana y la formación de pirita. A pesar de la deficiencia en oxígeno generalizada, la evidencia geoquímica y biológica sugiere que existieron episodios intermitentes a corto plazo de mejor oxigenación. Después de la ocurrencia de estos eventos de cambio global acelerado, en la sección estudiada, predominaron condiciones oligotróficas y oxigenadas las cuales estuvieron asociadas con una mayor circulación de la masa de agua del Tetis–Atlántico y con un levantamiento tectónico local que provocó una reducción de la zona de mínimo oxígeno y expuso la interfaz sedimento-agua a aguas superficiales mejor oxigenadas. En este escenario la exportación/acumulación de materia orgánica en la cuenca fue ineficiente.

Los datos de Pirólisis Rock-Eval indican que la materia orgánica contenida en la sucesión estudiada es térmicamente madura y, por lo tanto, los valores de IH e IO no se pueden usar correctamente para determinar el tipo de kerógeno. Sin embargo, la evidencia petrográfica, en particular la presencia común de radiolarios, sugiere que, como en otras localidades, la materia orgánica está compuesta principalmente de kerógeno tipo II (origen algal/bacteriano).

ABSTRACT

During the Cretaceous, different episodes of accelerated global change caused disturbances of the lithosphere-oceanic-atmosphere system that led to the deposition of organic-rich sediments in several marine basins worldwide. In central Mexico, the Agua Nueva and San Felipe formations, which accumulated in the Tampico-Misantla basin during the Cenomanian—Santonian, commonly have intervals with significant accumulation of organic matter, however, the paleoenvironmental conditions under they were deposited and the influence they had from global events that occurred during the Turonian are unknown. This study reconstructs climate and oceanographic conditions that occurred during the deposition of a sedimentary succession (San Antonio El Grande section) in the Tampico-Misantla basin, and whose age was constrained by biostratigraphy of planktonic foraminifera. For this, an integrated approach was applied using sedimentological, petrographic, mineralogical, and geochemical data. In addition, a principal component analysis on the geochemical evidence allowed to recognize the main paleoenvironmental drivers during the accumulation of the studied sediments

The San Antonio el Grade consists of limestone (wackestone-textured) with bedding-parallel chert nodules and lenses, interspersed with shale and bentonite in variable proportions. According to the association of planktonic foraminifera, the section spans from the Helvetoglobotruncana helvetica Zone, (lower Turonian—middle Turonian) to the Dicarinella asymetrica Zone (upper Coniacian—upper Santonian). The petrographic analysis showed that this succession is mainly composed of microfacies with pelagic organism (mostly radiolarians and planktonic foraminifera) and mud-supported textures, which suggests that its deposition occurred in a low-energy deep marine environment.

The studied succession accumulated contemporaneously to the occurrence of certain episodes of accelerated global change that took place during the Turonian. These correspond to the Round Down event and the Hitch Wood event. The organic matter-rich sediments formed during these events accumulated under increasingly hot and humid conditions, as evidenced by the chemical alteration index. The climate exerted a great influence on the intensity of weathering and continental runoff, causing a significant influx of nutrients and detrital components to the basin, leading to high marine productivity and anoxic/dysoxic conditions. The marine eutrophic-anoxic/dysoxic conditions are supported by the U/Th ratio and the highest values of total organic carbon, which coincide with significant enrichments in trace elements sensitive to redox conditions and productivity. Furthermore, these conditions can also be inferred by the abundant presence of radiolarians and the appearance of opportunistic planktonic foraminifera. The oxygen-depleted bottom waters favored bacterial sulfate-reduction and pyrite formation. Despite the generalized oxygen deficiency, biological evidence suggests that there were intermittent short-term episodes of improved oxygenation. After the occurrence of these events, oligotrophic and oxygenated conditions were established, associated with a greater circulation of the water mass of the Tethys-Atlantic, and with a local tectonic uplift that caused a reduction in the oxygen minimum zone in this scenario, the export/accumulation of organic matter in the basin was inefficient.

The Rock-Eval Pyrolysis data indicate that the organic matter contained in the studied succession is thermally mature and, therefore, the HI and OI values cannot be used properly to determine the

kerogen type. However, the petrographic evidence, in particular the common presence of radiolarians, suggests that, as in other localities, the organic matter is mainly composed of type II kerogen (algal/bacterial origin).

CAPITULO 1 | INTRODUCCIÓN



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

Los depósitos sedimentarios ricos en materia orgánica constituyen el origen de todos los combustibles fósiles, además, son una importante ventana a la historia del planeta, ya que durante su depósito la Tierra experimentó numerosas perturbaciones climáticas y oceanográficas (Berner y Canfield, 1989; Reershemius y Planavsky, 2021).

Durante el Cretácico (~145-66 Ma), de forma global y casi sincrónica, extensas facies de sedimentos ricos en materia orgánica se depositaron a lo largo de distintos episodios de cambio global acelerado. Durante este periodo se incrementó dramáticamente la actividad volcánica en el interior y en los límites de placas tectónicas. Además, hubo una enorme producción de corteza oceánica en las dorsales (Larson, 1991a, b; Seton et al., 2009; Colín-Rodríguez, 2020). La intensa actividad volcánica liberó grandes cantidades de dióxido de carbono (CO₂) a la atmósfera, lo que aunado a otros factores provocaron temperaturas extremadamente altas (Mehay et al., 2009; Wang et al., 2014; Brune et al., 2017; Huber y O'Brien, 2020), originando un efecto invernadero y generando un débil gradiente latitudinal de la temperatura, lo que ocasionó la ausencia de cubiertas de hielo (Beerling y Royer, 2002; Harland et al., 2007). Además, fue un periodo durante el cual los niveles eustáticos del mar alcanzaron máximos entre 170-280 m por encima del nivel del mar actual, lo que produjo la expansión de mares someros sobre los continentes (Huber et al., 2000; Jenkyns, 2003; Haq, 2014). Así mismo, se cree que no existió un relieve montañoso tan alto como el actual (por ejemplo, el Himalaya), lo que permitió un acrecentamiento de los vientos zonales (Hay, 2009).

En este contexto cretácico de cambios paleoambientales extremos surgieron los Eventos Anóxicos Oceánicos (EAOs), los cuales son los más estudiados por su impacto global (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980; Owens et al., 2018; Beil et al., 2020). Estos episodios tuvieron una duración usualmente menor a 1 millón de años, ocurrieron de forma sincrónica en todas las cuencas oceánicas y se asociaron con marcadas perturbaciones en el ciclo del carbono. Los primeros en definir los Eventos Anóxicos Oceánicos (EAOs) fueron Schlanger y Jenkyns (1976). El rasgo más distintivo de los EAOs que encontraron estos autores fue el extenso depósito de sedimentos ricos en materia orgánica en diversas cuencas marinas de la misma edad, los cuales asociaron a la ocurrencia de condiciones anóxicas globales. Existe un gran debate y controversia con respecto al mecanismo que dio origen a los EAOs, sin embargo, distintos autores mencionan que el principal mecanismo que originó estos eventos fue el incremento en la actividad volcánica (Adams et al., 2010; Trabucho-Alexandre et al., 2010; Erba et al., 2015; Schröder-Adams et al., 2019; Paez-Reyes et al., 2021).

El estudio de los sedimentos ricos en materia orgánica depositados en el territorio mexicano durante el Cretácico es clave para el entendimiento de los EAOs. Particularmente durante el Cenomaniano tardío–Santoniano, cuando tuvo lugar el Evento Anóxico Oceánico 2 (EAO 2), el evento Round Down y los eventos del Turoniano tardío, puesto que la comprensión del origen y evolución de estos episodios anóxicos en el área del proto-Atlántico Occidental,

y particularmente en México, aún es limitado y su documentación posee un carácter fragmentario.

El Evento Anóxico Oceánico 2 (EAO 2, Cenomaniano—Turoniano), conocido como evento Bonarelli, ocurrió en un corto período de tiempo (<0.7 Ma) y se asocia con una excursión isotópica positiva de carbono que marca un periodo de alta productividad primaria y generación/enterramiento de materia orgánica (Scholle y Arthur, 1980; Schlanger et al., 1987; Jarvis et al., 1988; Caron et al., 2006; Jarvis et al., 2006; Núñez-Useche et al., 2016; Colín-Rodríguez, 2020). Distintos autores han documentado condiciones anóxicas/disóxicas durante el desarrollo del EAO 2 en el sur y norte de México, con breves periodos intermitentes de oxigenación (Duque-Botero y Maurrasse 2005; Duque-Botero et al. 2009; Núñez-Useche et al., 2016; Colín-Rodríguez, 2020).

Otros eventos importantes de cambio global acelerado que causaron profundos cambios bioquímicos durante el Turoniano y que quedaron registrados en la firma isotópica del carbono son el evento Hitch Wood y el evento Round Down. Dichos eventos se han documentado y registrado en distintas partes del mundo gracias a la anomalía de $\delta^{13}\text{C}$ y a las condiciones similares (eutróficas-anóxicas/disóxicas) ocurridas durante biozonas específicas de foraminíferos planctónicos (Robinson, 1986; Gale, 1996; Jarvis et al., 2006; Voigt et al., 2007; Wendler et al., 2009a, b; Wendler et al., 2011; Wendler et al., 2016; Jones et al., 2018; Colín-Rodríguez, 2020). Estos eventos aún no han sido registrados en México, a excepción del evento Hitch Wood, el cual se localizó e identificó en el trabajo de Colín-Rodríguez (2020) en la Cuenca Huayacocotla (sección Tlacolula). Al igual que el EAO 2, este evento se asoció con un periodo de alta productividad primaria y generación/enterramiento de materia orgánica.

En el centro de México, la Cuenca Tampico-Misantla (Sección San Antonio el Grande) presenta una acumulación significativa de materia orgánica en la Formación Agua Nueva, sin embargo, se desconocen las condiciones paleoambientales en las que se depositaron y su relación con los eventos globales del lapso Turoniano—Santoniano. En este trabajo se reconstruyeron y analizaron las condiciones paleoambientales mediante técnicas de campo (medición y descripción de la columna estratigráfica y levantamiento de rayos gamma), así como técnicas de laboratorio (análisis de microfacies, bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos, difracción de rayos X, combustión por oxidación y detección por infrarrojo, Pirólisis Rock-Eval, espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente y espectrometría de masas de relaciones isotópicas). Con esos datos se obtuvieron modelos de la evolución de las condiciones paleoambientales en los que se consideró el impacto de los principales eventos de cambio global acelerado y eventos locales durante el lapso Turoniano—Santoniano. Además, se obtuvo el grado de madurez y tipo de materia orgánica presente en las rocas de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.

1.1 Planteamiento del problema

Las Formaciones Agua Nueva y San Felipe, depositadas durante el lapso Turoniano—Santoniano en diversas cuencas del oeste del Golfo de México, incluyendo la Cuenca Tampico-Misantla, actualmente en el centro del territorio mexicano, presentan intervalos enriquecidos en materia orgánica (Jeffreys, 1910; Stephenson, 1922; Muir, 1936; Santamaría-Orozco et al., 1990; Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007, 2016). La acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica en estas unidades coincidió con la ocurrencia de eventos de cambio global acelerado como el EAO 2, el evento Round Down y los denominados eventos del Turoniano tardío. Estos episodios se caracterizaron por el desarrollo de condiciones empobrecidas en oxígeno en las masas de agua global intermedias y profundas, lo que llevó a un enterramiento de materia orgánica en distintas cuencas del mundo. Además, el depósito de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe también coincidió con el inicio del levantamiento de la Sierra Madre Oriental durante el Turoniano (Fitz-Díaz et al., 2012) y con un aumento en la actividad volcánica en el Pacífico durante el Coniaciano que resultó en el depósito de capas de bentonitas en las distintas cuencas asociadas al Golfo de México (Goldhammer y Johnson, 2001). A pesar de las evidentes coincidencias de temporalidad que tuvo el depósito de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe con eventos globales y regionales, se desconoce la influencia que estos pudieron tener en las condiciones climáticas y oceanográficas que conllevaron al depósito de sedimentos ricos en materia orgánica.

1.2 Justificación

Durante el Cretácico se registraron condiciones climáticas extremas que causaron prominentes transformaciones en la evolución del planeta asociadas a los Eventos Anóxicos Oceánicos (Arthur et al., 1990; Takashima et al., 2006; Jenkyns, 2010; Reershemius y Planavsky, 2021). Dichos episodios provocaron un aumento en la temperatura del planeta, cuerpos de agua eutrofizados, acidificación en los océanos, entre otras perturbaciones. Estas alteraciones son similares a las que actualmente experimenta el planeta debido al aumento de CO₂ antropogénico. Entender cómo las distintas geosferas respondieron en el pasado geológico ante un cambio inducido por el aumento natural de CO₂ ayudará a comprender como se comportan los sistemas de la Tierra actualmente. Esto con el fin de poder tomar las medidas humanas adecuadas para evitar la pérdida de biodiversidad, desastres naturales, amenazas a la vida humana y pérdidas económicas.

Por otro lado, un gran volumen de rocas generadoras de hidrocarburos se acumuló durante la ocurrencia de los EAOs (Arthur y Schlanger, 1979; Klemme y Ulmishek, 1991; Núñez-Useche et al., 2014). Identificar y caracterizar intervalos estratigráficos ricos en materia orgánica depositados durante estos eventos es crucial para poder entender la distribución espacial de dichos niveles y su localización en el subsuelo, así como para actualizar la

estimación del potencial de aceite y gas en las diversas cuencas, la identificación de áreas prioritarias y su jerarquización basados en su conocimiento y potencial.

1.3 Preguntas científicas para responder

- ¿Cuáles fueron las condiciones paleoambientales que favorecieron el enriquecimiento de los sedimentos en materia orgánica en la Cuenca Tampico-Misantla durante el lapso Turoniano—Santoniano?
- ¿Qué influencia tuvieron los eventos de cambio global acelerado y los eventos locales/regionales en la evolución de las condiciones climáticas y oceanográficas dominantes durante el lapso Turoniano—Santoniano en el centro de México?
- ¿Existieron condiciones anóxicas durante la ocurrencia de los episodios de cambio global acelerado del lapso Turoniano—Santoniano en la Cuenca Tampico-Misantla?
- ¿Qué papel tuvo la actividad bacteriana en la descomposición de la materia orgánica y en la precipitación de pirita en la Cuenca Tampico-Misantla durante el lapso Turoniano—Santoniano?

1.4 Hipótesis

Hipótesis Metodológica

Las características fisicoquímicas y biológicas de las rocas de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe depositadas en la Cuenca Tampico-Misantla estuvieron controladas por las condiciones paleoambientales (productividad marina, condiciones redox, nivel de energía, entre otras), tanto de carácter global como regional. Por consiguiente, las características sedimentológicas, petrográficas y geoquímicas de las rocas de estas unidades proveen información acerca de las condiciones climáticas y oceanográficas dominantes durante el lapso Turoniano—Santoniano en el centro de México y sobre la influencia de eventos globales y/o regionales en el desarrollo de dichas condiciones.

Hipótesis científica

- I. Los eventos de cambio global acelerado como el EAO 2, el evento Round Down y los eventos del Turoniano tardío tuvieron una influencia global que se vio reflejada en varias cuencas del mundo, caracterizada por empobrecer de oxígeno a las masas de agua intermedias y profundas y enriquecer los sedimentos en materia orgánica. En la Cuenca Tampico-Misantla, estos eventos se manifestaron con un aumento de materia orgánica en sus depósitos, sin embargo, procesos locales como le

levantamiento de la Sierra Madre Oriental y la actividad volcánica del pacífico, también influyeron en las condiciones redox y de productividad marina.

- II. La actividad bacteriana tiene un papel fundamental en la descomposición de la materia orgánica y en la precipitación de pirita bajo condiciones empobrecidas en oxígeno mediante el proceso de sulfato-reducción bacteriana. Considerando que las Formaciones Agua Nueva y San Felipe se depositaron bajo condiciones anóxicas, la actividad bacteriana tuvo un papel clave en la formación de pirita y en la descomposición de materia orgánica.

1.5 Objetivos

Objetivo General

Determinar la evolución de las condiciones paleoambientales que favorecieron la preservación de la materia orgánica en la Cuenca Tampico-Misantla durante el lapso Turoniano—Santoniano, por medio de la caracterización sedimentológica, petrográfica y geoquímica de las rocas pertenecientes a las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.

Objetivos Específicos

- I. Entender la influencia de eventos de cambio global acelerado y eventos locales/regionales en la evolución de las condiciones paleoambientales de la Cuenca Tampico-Misantla durante el lapso Turoniano—Santoniano, mediante la comparación de registros climáticos, geológicos y oceanográficos en México y en el mundo.
- II. Inferir el origen de la materia orgánica depositada en la Cuenca Tampico-Misantla durante el lapso Turoniano—Santoniano a partir del estudio de Pirólisis Rock-Eval.
- III. Reconstruir las condiciones redox durante el intervalo Turoniano—Santoniano en la Cuenca Tampico-Misantla mediante la integración y análisis de distintos indicadores paleoambientales.
- IV. Interpretar las condiciones climáticas durante el lapso Turoniano—Santoniano en la Cuenca Tampico-Misantla.
- V. Inferir el papel de la actividad bacteriana en la descomposición de la materia orgánica y en la precipitación de la pirita contenida en la Cuenca Tampico-Misantla en los depósitos acumulados durante el lapso Turoniano—Santoniano, a través de la isotopía de azufre.

1.6 Localización del área de estudio

La sección San Antonio el Grande se encuentra en el centro-oriente de la república mexicana, al este de Hidalgo, en el poblado de San Antonio el Grande, en las coordenadas $20^{\circ}27'27.80''\text{N}$, $98^{\circ}1'0.70''\text{O}$. Esta sección está conformada por las Formaciones Agua Nueva y San Felipe, situada en el límite sur de la Cuenca Tampico-Misantla.

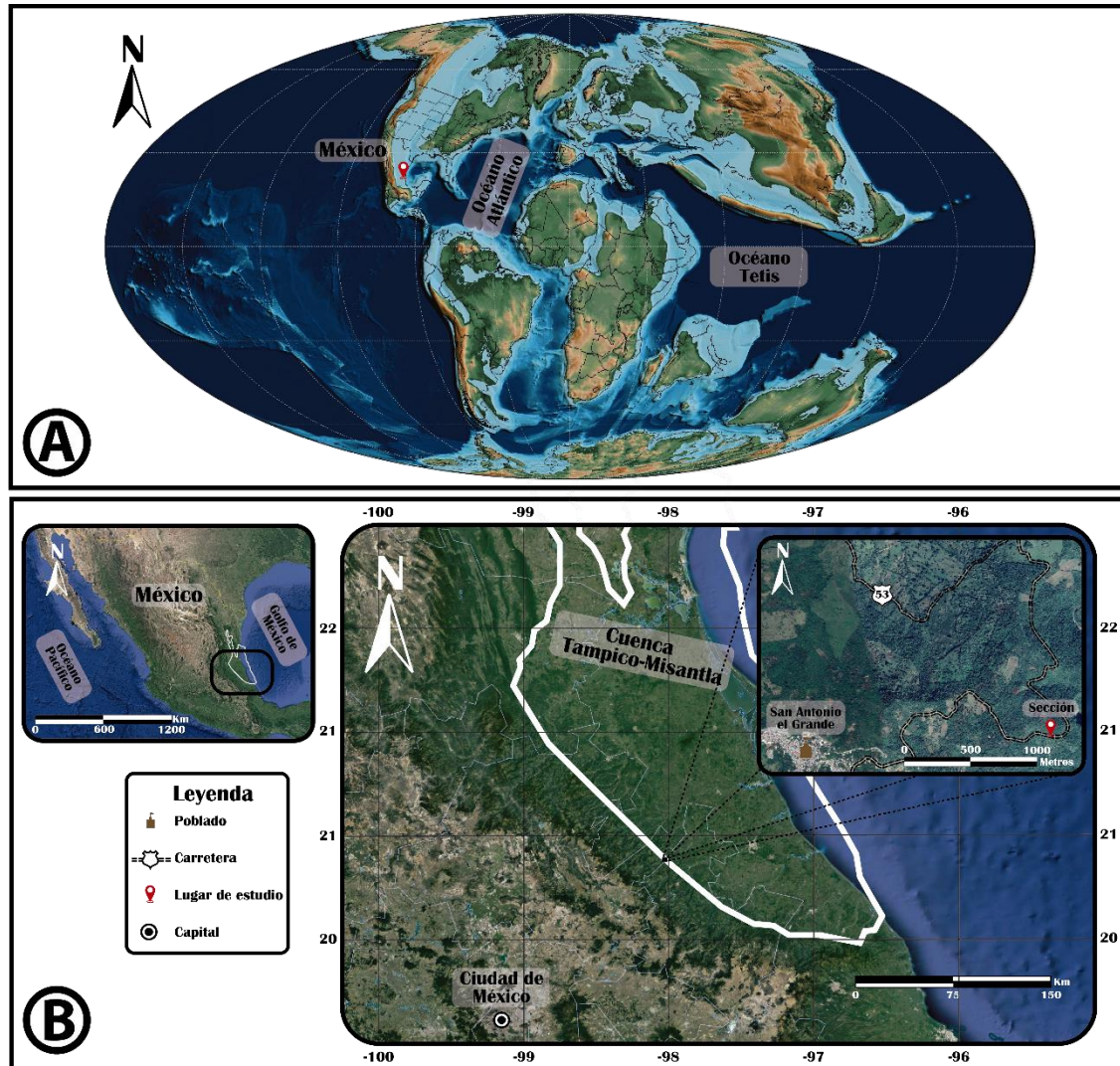
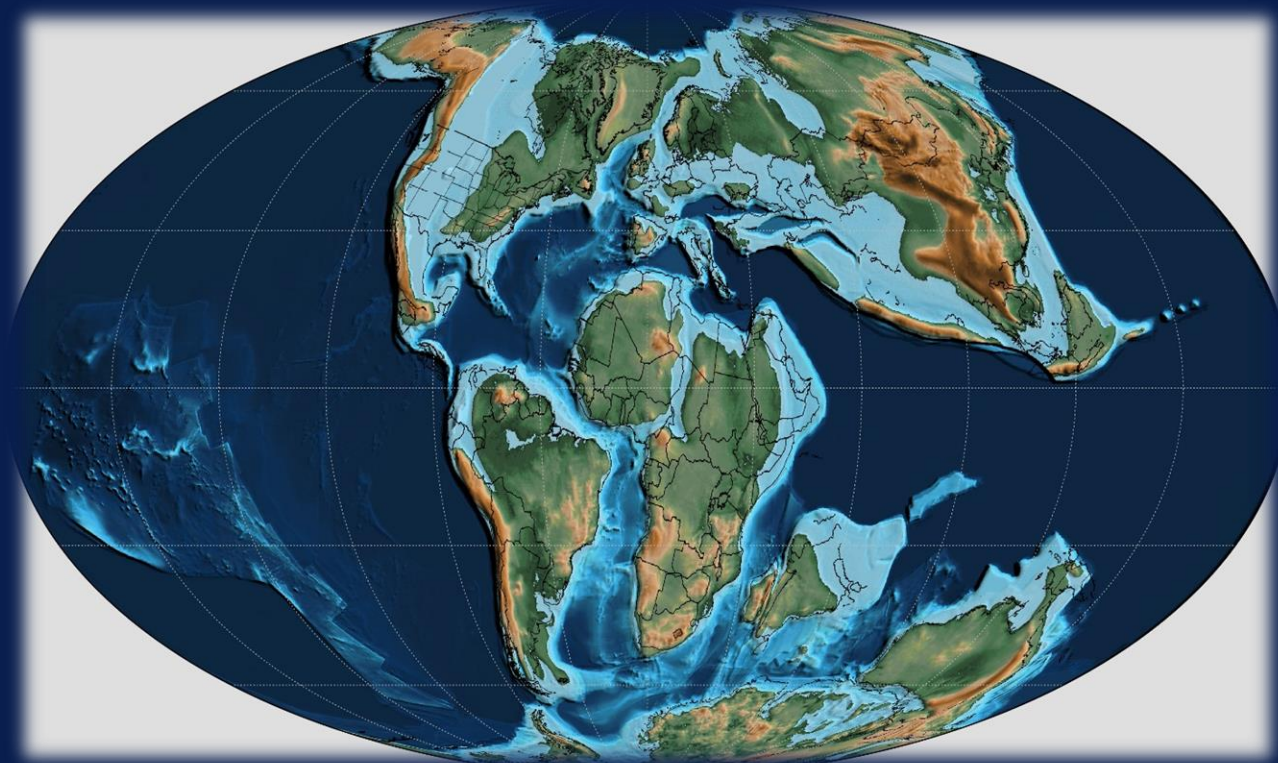


Figura 1.1 Localización paleogeográfica y ubicación actual del área de estudio. (A) reconstrucción paleogeográfica global del Turoniano (90 Ma). Modificado de [Scotese \(2021\)](#); B) se muestra la ubicación actual de la Cuenca Tampico-Misantla. Modificado de [Google Earth Pro \(2021\)](#).

CAPITULO 2 | GENERALIDADES



Reconstrucción Paleogeográfica Global 95 Ma. (Scotese, 2021)

**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

Los depósitos sedimentarios ricos en materia orgánica constituyen el origen de todos los combustibles fósiles. Además, son una importante ventana a la historia del planeta ya que durante su depósito la Tierra experimentó numerosas perturbaciones del sistema océano-atmósfera (Berner y Canfield, 1989). Determinar el contenido y tipo de materia orgánica que contienen las sucesiones sedimentarias marinas es fundamental para descifrar los procesos paleoceanográficos y las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar durante su acumulación. De manera general, existen tres factores relacionados entre sí que intervienen en la formación de dichos sedimentos, estos son: 1-producción fotosintética, 2-tasa de sedimentación/dilución y 3-descomposición microbiana (Emerson y Hedges, 1988; Arthur y Sageman, 1994; Sageman et al., 2003; Piper y Calvert, 2009). Estos tres factores determinan la tasa de fijación y exportación de carbono orgánico desde la masa de agua superficial, además de la rapidez a la cual la materia orgánica es remineralizada y la tasa de enterramiento de carbono orgánico en los sedimentos (Núñez-Useche, 2016). Para explicar la formación actual y pasada de depósitos ricos en materia orgánica existen dos modelos fundamentales basados en los tres factores antes mencionados. Estos modelos son: 1-modelo preservacionista (océano estancado), el cual menciona que el enriquecimiento de materia orgánica en los sedimentos ocurre gracias a su mejorada conservación asociada a la deficiencia de oxígeno debido a la fuerte estratificación y subsecuente estancamiento de la columna de agua (Schlanger y Jenkyns, 1976; Demaison y Moore, 1980; Erbacher et al., 2001; Brumsack, 2006) y 2- modelo productivista (zona de mínimo oxígeno), el cual resalta que el intenso incremento en la producción primaria de fitoplancton en la zona fótica genera tal cantidad de materia orgánica que su degradación sobrepasa la capacidad oxidativa de la masa de agua inmediatamente subyacente. Estas condiciones conllevan al agotamiento de la concentración de oxígeno en la masa de agua intermedia y genera una zona de mínimo oxígeno en cuya intersección con el suelo oceánico surgen condiciones anóxicas favorables para la preservación de la materia orgánica (Pedersen y Calvert, 1990; Wilson y Norris, 2001; Leckie et al., 2002; Meyers, 2006; Takashima et al., 2006).

A lo largo de la era Mesozoica, de forma global y casi sincrónica, extensas facies de sedimentos ricos en materia orgánica se depositaron durante episodios de cambio global acelerado. Estas perturbaciones fueron características particularmente durante el Cretácico (~145-66 Ma), el cual se caracterizó por condiciones climáticas extremas que probablemente fueron únicas en la historia de la Tierra. Durante este periodo hubo una enorme producción de corteza oceánica en las dorsales y se incrementó dramáticamente la actividad volcánica en el interior y en los límites de placas tectónicas (Larson, 1991a, b). Esta intensa actividad volcánica liberó grandes cantidades de dióxido de carbono (CO₂) a la atmósfera, lo que aunado a otros factores provocó temperaturas extremadamente altas (Mehay et al., 2009; Kidder y Worsley, 2012; Wang et al., 2014). Dichos sucesos originaron un efecto invernadero y generaron un débil gradiente latitudinal de la temperatura, lo que ocasionó la ausencia de cubiertas de hielo (Beerling y Royer, 2002; Harland et al., 2007). Además, fue un periodo durante el cual los niveles eustáticos del mar alcanzaron máximos

entre 170-280 m por encima del nivel del mar actual, lo que produjo la expansión de mares someros sobre los continentes (Kuypers et al., 1999; Huber et al., 2000; Jenkyns, 2003; Haq, 2014). Por otra parte, se desarrollaron varios orógenos importantes, aunque se cree que no existió un relieve montañoso tan alto como el actual (por ejemplo, el Himalaya), lo que permitió un acrecentamiento de los vientos zonales (Hay, 2009).

En este contexto cretácico de cambios paleoambientales surgieron los Eventos Anóxicos Oceánicos (EAOs), los cuales son los más estudiados por su impacto global (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980; Owens et al., 2018; Beil et al., 2020). Estos episodios de cambio global acelerado tuvieron una duración usualmente menor a 1 millón de años, ocurrieron de forma sincrónica en todas las cuencas oceánicas y se asociaron con marcadas perturbaciones en el ciclo del carbono.

2.1 Eventos Anóxicos Oceánicos

Existe un gran debate y controversia con respecto al mecanismo que dio origen a los EAOs, sin embargo, distintos autores mencionan que el principal mecanismo que originó estos eventos fue el incremento en la actividad volcánica (Adams et al., 2010; Trabucho-Alexandre et al., 2010; Erba et al., 2015; Schröder-Adams et al., 2019; Paez-Reyes et al., 2021).

El rompimiento del supercontinente Pangea al final del Triásico—inicio del Jurásico resultó en la formación de diversos bloques continentales separados por cuencas oceánicas en nacimiento. La separación y deriva de bloques durante el Cretácico produjo el surgimiento de extensas dorsales. Esto generó un marcado aumento en la producción de corteza oceánica a partir del Aptiano y se mantuvo así por cerca de 40 millones de años (Fig. 2.1). Cogne y Humler (2006) y Seton et al. (2009) mencionan que la producción de la corteza oceánica global incrementó hasta 5×10^6 Km²/Ma. Además, el ascenso de enormes plumas mantélicas ocasionó erupciones volcánicas submarinas masivas y el emplazamiento de las Grandes Provincias Ígneas (por ejemplo, la de Ontong Java, Kerguelen, Caribe-Colombia y Madagascar) (Fig. 2.1) (Coffin y Eldholm, 1994; Fölmli, 2012; Jones et al., 2018; Ernst y Youbi, 2017; Sensarma et al., 2018; Peace et al., 2020).

La intensa actividad volcánica durante el Cretácico promovió la liberación de enormes cantidades de CO₂ a la atmosfera (concentración atmosférica de hasta 2000 ppm de CO₂), provocando un incremento en la temperatura global (Breecker et al., 2010; Wang et al., 2014; Foster et al., 2017; Brune et al., 2017). Durante el inicio del Cretácico Tardío la superficie del mar registró las temperaturas más altas, estimadas en 36-42°C en paleolatitudes de 10°N (O'Brien et al., 2017; Huber y O'Brien, 2020). Como resultado de este calentamiento global se produjo un débil gradiente latitudinal de la temperatura, lo que originó la ausencia de masas de hielo en los polos (Takashima et al., 2006). El aumento de la temperatura de la masa de agua trajo consigo una menor solubilidad del oxígeno, así como estancamiento y anoxia de la masa de agua global.

El clima exageradamente cálido y húmedo, producto de las elevadas temperaturas, aceleró el ciclo hidrológico e incrementó la tasa de intemperismo en las zonas continentales. Dichos sucesos conllevaron a un mayor arribo de material detrítico y nutrientes al océano (Jones y Jenkyns, 2001; Weissert y Erba, 2004). Además, gracias a la intensa actividad volcánica asociada a la formación de las Grandes Provincias Ígneas y al vulcanismo continental, se introdujeron metales a las cuencas, algunos de los cuales actuaron como nutrientes. Dichos metales al ser incorporados al océano secuestraron el oxígeno disponible para oxidarse, lo cual también contribuyó en la generación de condiciones anóxicas globales (Snow et al., 2005; Erba et al., 2015; Reershemius y Planavsky, 2021). El arribo de grandes cantidades de nutrientes impulsó la alta productividad primaria en la superficie marina y una mayor producción de materia orgánica. La descomposición de la materia orgánica en exceso disminuyó la concentración de oxígeno en la masa de agua intermedia y ocasionó el surgimiento y expansión de zonas de mínimo oxígeno (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Ifrim et al., 2011).

Los EAOs tuvieron un inicio relativamente abrupto y una corta duración (usualmente 0.5-1 Ma), y afectaron extensas áreas oceánicas en una variedad paleobatimétrica que incluyó ambientes marinos costeros, marinos abiertos y mares epicontinentales. En la mayoría de los casos, los EAOs ocasionaron excursiones isotópicas de carbono y un alto enriquecimiento en metales redox-sensibles, así como extinciones e incrementos importantes en las tasas evolutivas de los organismos marinos (Leckie et al., 2002; Snow et al., 2005; Brumsack, 2006; Méhay et al., 2009; Trabucho-Alexandre et al., 2010; Gambacorta et al., 2015).

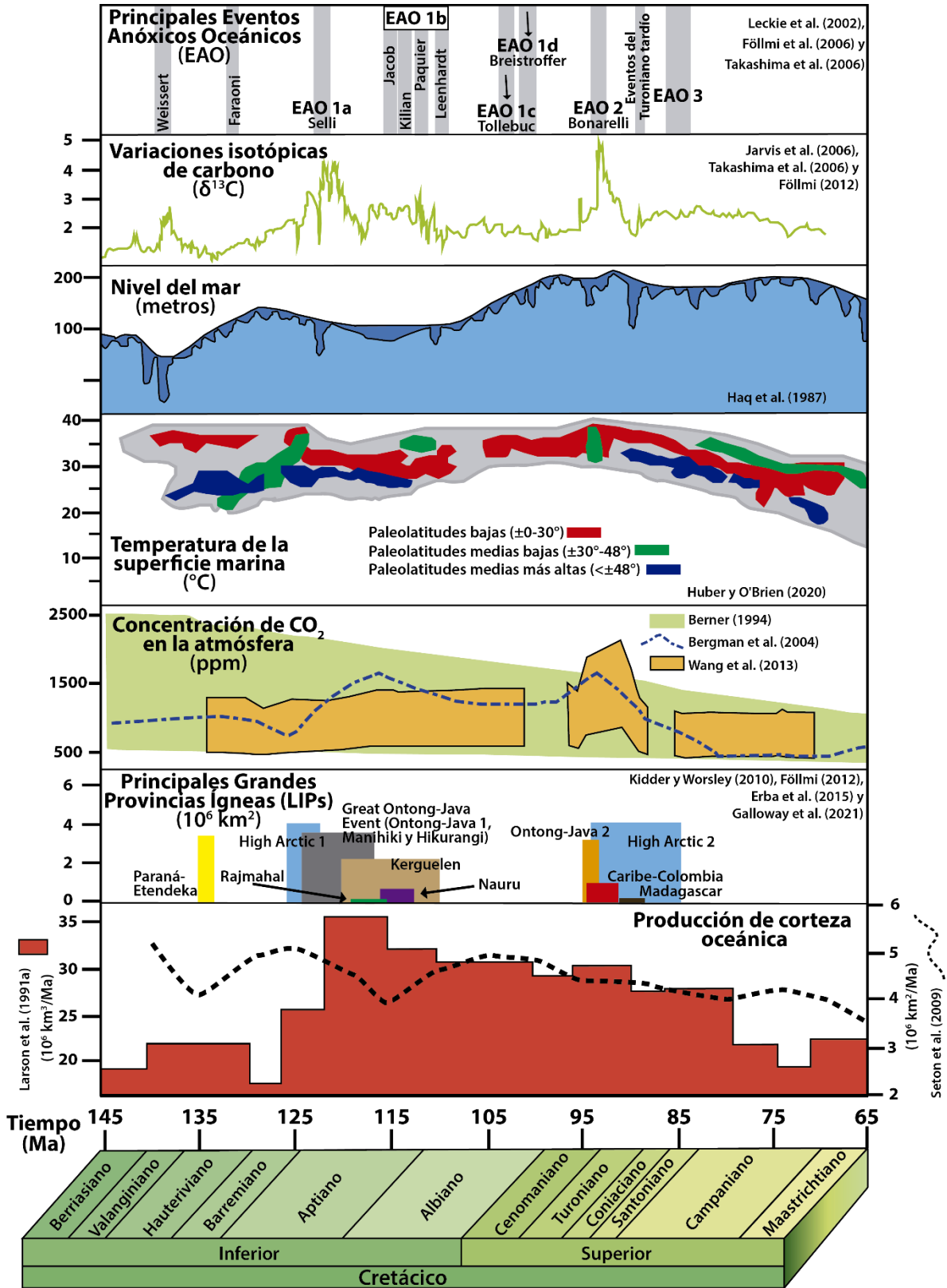


Figura 2.1 Principales cambios en las diferentes geosferas durante el Cretácico y eventos anóxicos. Modificado de Núñez-Useche (2016).

2.2 Eventos registrados durante el lapso Turoniano—Santoniano

Los episodios de cambio global acelerado que causaron profundos cambios biogeoquímicos durante el Cenomaniano tardío–Santoniano y que quedaron registrados en la firma isotópica de carbono fueron: 1) el evento Bonarelli (EAO 2), 2) el evento Holywell, 3) el evento Lulworth, 4) el evento Round Down, 5) el evento Low–woollgari, 6) el evento Glynde, 7) el evento Pewsey, 8) los eventos de Lower y Upper Southerham, 9) el evento Caburn, 10) el evento Bridgewick, 11) el evento Hitch Wood, 12) el evento Navigation del límite Turoniano–Coniaciano, 13) el evento Beeding, 14) el evento Light Point, 15) el evento East Cliff, 16) el evento White Fall, 17) el evento Kingsdown, 18) el evento Michel Dean, 19) el evento Bedwell, 20) el evento Haven Brow, 21) el evento Horseshoe Bay, 22) el evento Buckle, 23) el evento Hawks Brow, 24) el evento Foreness, y 25) el evento del límite Santoniano–Campaniano (Fig. 2.2) (Jarvis et al., 2006; Eldrett et al., 2015).

De estos, los que causaron grandes perturbaciones en las geosferas durante el Turoniano fueron: el evento Bonarelli, el cual es el segundo episodio de cambio global acelerado más extraordinario del Cretácico y el más estudiado después del EAO 1a (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Schlanger et al., 1987; Arthur et al., 1990; Luciani y Cobianchi, 1999; Jarvis et al., 2002; Erbacher et al., 2005; Mort et al., 2007; Elrick et al., 2009; Jenkyns, 2010; Westermann et al., 2010; Jarvis et al., 2011); el evento Round Down, el cual representa una excursión isotópica positiva considerable durante el Turoniano medio (Jarvis et al., 2006; Wendler et al., 2009a; Wendler et al., 2011; Jones et al., 2018) y los eventos del final del Turoniano, los cuales están representados por una excursión isotópica positiva de largo término, limitada en su base y cima por la excursiones negativas menores de los eventos Bridgewick y Navigation, respectivamente, y cuyo máximo valor está representado por la excursión positiva del evento Hitch Wood (Fig. 2.2) (Gale, 1996; Jarvis et al., 2006; Joo y Sageman, 2014; Jarvis et al., 2015; Jones et al., 2018).

2.2.1 Evento Bonarelli (EAO 2)

El evento del límite Cenomaniano—Turoniano (93.8-93.5 Ma), conocido como el Evento Anóxico Oceánico 2 (EAO 2) o evento Bonarelli, fue uno de los episodios más dramáticos de cambio global acelerado del Cretácico (Núñez-Useche, 2016). Dicho evento ha sido ampliamente estudiado con el objetivo principal de comprender las condiciones que favorecieron la acumulación generalizada de sedimentos ricos en materia orgánica a través de mecanismos complejos (Scholle y Arthur, 1980; Schlanger et al., 1987; Jarvis et al., 1988; Jenkyns et al., 1994; Du Vivier, 2014).

Los mecanismos que originaron el EAO 2 aún están en debate, sin embargo, la hipótesis propuesta para dar explicación a la anoxia/disoxia oceánica relacionada con este evento ha sido la liberación de grandes cantidades de CO₂ a la atmósfera a través de la actividad volcánica submarina masiva durante el emplazamiento de la gran provincia ígnea de Caribe-

Colombia (93-94 Ma) (Snow et al., 2005; Kuroda et al., 2007; Trabucho-Alexandre et al., 2010). Dicho mecanismo estuvo asociado a importantes cambios del nivel del mar (Haq, 2014). Asimismo, produjo un cambio radical en la química del agua de mar debido a la introducción de grandes cantidades de sulfatos y metales biolimitantes (Gomes et al., 2016). Además, las grandes emisiones de CO₂ favorecieron el calentamiento global, acelerando así el ciclo hidrológico y aumentando la escorrentía continental y la afluencia de nutrientes a las aguas superficiales.

Distintos autores proponen que la llegada de nutrientes y metales biolimitantes al océano fue la principal causa del incremento en la productividad primaria marina, favoreciendo así, el enterramiento de grandes cantidades de materia orgánica, lo que condujo a un agotamiento de oxígeno en el fondo oceánico. Las altas temperaturas de este periodo condujeron a una marcada estratificación termohalina de la columna de agua (Erbacher et al., 2001), produciendo una baja circulación de agua marina. Esto favoreció el agotamiento de oxígeno, provocando condiciones anóxicas/disóxicas en distintas cuencas marinas del Tetis–Atlántico (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1990). Sin embargo, cada vez hay más evidencias que durante el EAO 2 existieron condiciones oxigenadas intermitentes del fondo oceánico (Tsikos et al., 2004; Bomou et al., 2013; Jenkyns et al., 2017; O'Connor et al., 2020). Particularmente en el Mar Interior Occidental de Norteamérica, esta oxigenación de fondo se vio reflejada en el registro sedimentario con niveles bioturbados y un notable aumento de foraminíferos bentónicos (Friedrich et al., 2006; Meyers, 2007; van Bentum et al., 2009; Westermann et al., 2010; Owens et al., 2012; Bomou et al., 2013; Elderbak y Leckie, 2016; Eldrett et al., 2017).

En las múltiples publicaciones sobre el EAO 2 se han aplicado diversas estrategias multi-indicador de alta resolución para proporcionar niveles de referencia precisos que pueden correlacionarse globalmente y que contribuyan al entendimiento de este suceso (Jarvis et al., 2006; Takashima et al., 2010; Núñez-Useche et al., 2016). El intervalo estratigráfico equivalente al EAO 2 usualmente abarca tres zonas de foraminíferos planctónicos: 1) *Rotalipora cushmani*, 2) *Witinella archaeocretacea*, y 3) *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945; Bolli, 1966; Robaszynski et al., 2010; Omaña–Pulido, 2012). Además, el registro sedimentario asociado a este evento presenta características biogeoquímicas especiales que lo definen, por ejemplo, la característica principal que distingue al EAO 2 es una marcada excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}$, la cual ha sido registrada mundialmente (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns et al., 1994; Schlanger et al., 1987; Jarvis et al., 2006; Jarvis et al., 2011; Takashima et al., 2010; Trabucho-Alexandre et al., 2010). La excursión positiva de carbono marca un periodo de alta productividad primaria asociada con la generación y enterramiento de materia orgánica (Jarvis et al., 2006; Núñez-Useche et al., 2016). El registro sedimentario de esta excursión coincide con sedimentos oscuros enriquecidos en materia orgánica en varias localidades (oeste de Tetis, Atlántico central y en el Mar Interior Occidental de Norteamérica) reportando valores entre 1% hasta ~ 25%

de carbono orgánico total (COT) (Schlanger et al., 1987; Coccioni y Luciani, 2005; Jarvis et al., 2006; Hetzel et al., 2009; Jenkyns, 2010; Westermann et al., 2010).

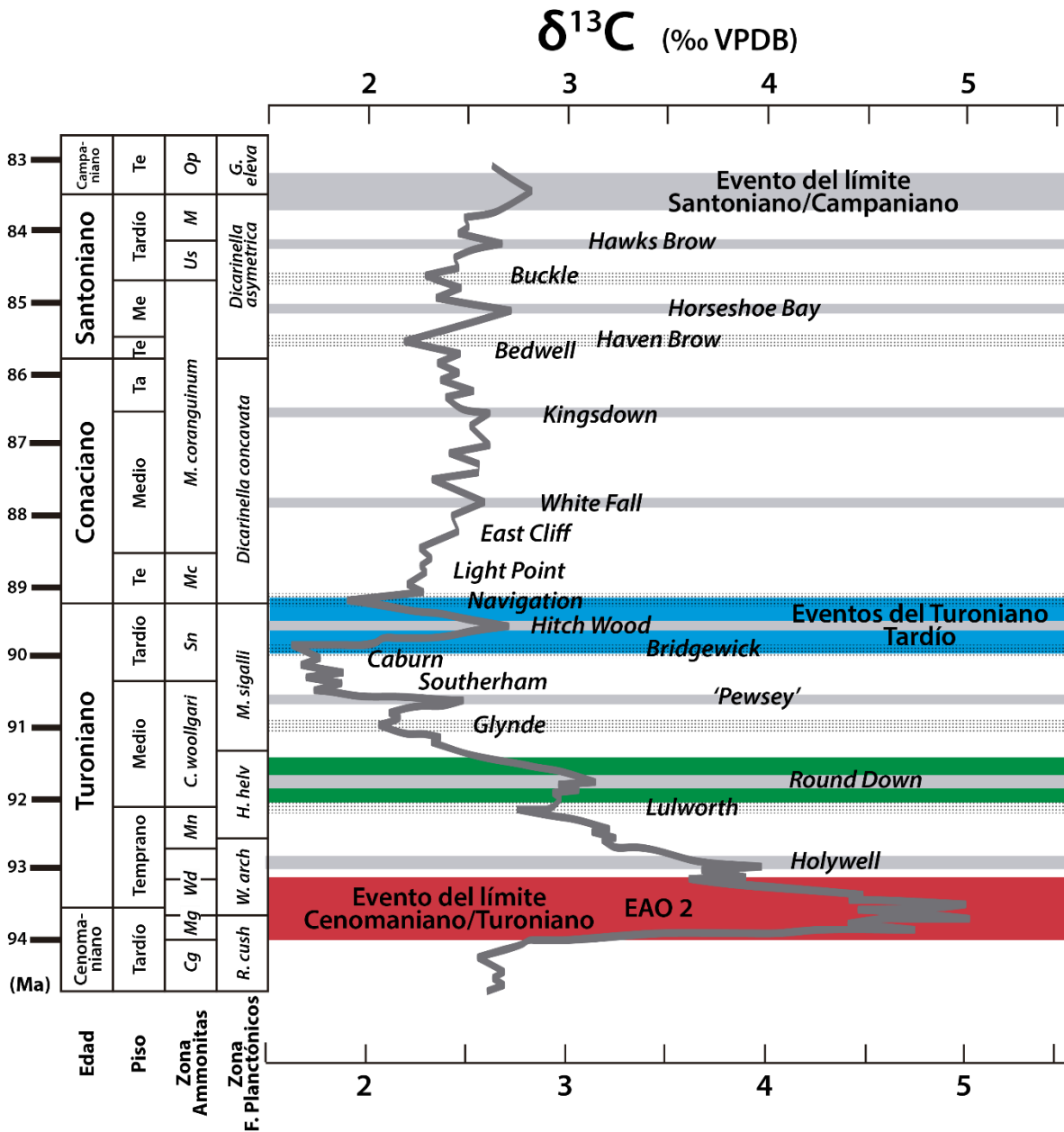


Figura 2.2 Curva de referencia de isótopos de carbono para el lapso Turoniano–Santoniano. Modificada de Jarvis et al. (2006). Se indica la posición de las excursiones isotópicas positivas (recuadros de color gris, sólidos) y negativas de carbono (recuadros de color gris, punteados), además de resaltar los eventos isotópicos de importancia para este trabajo (recuadros de colores). Te = Temprano; Me = medio; Ta = Tardío; Cg = *Calycoceras guerangeri*; Mg = *Metacoiceras geslinianum*; Wd = *Watinoceras devonense*; Mn = *Mammites nodosoides*; Sn = *Subprionocyclus neptuni*; Mc = *Micraster cortestudinarium*; Us = *Uintacrinus socialis*; M = *Marsupitas*; Op = *Pilula offaster*; R. cush = *Rotalipora cushmani*; W. arch = *Whiteinella archaeocretacea*; H. helv = *Helvetoglobotruncana helvetica*; G. eleva = *Globotruncanita elevata*.

2.2.2 Evento Round Down

El evento Round Down se caracteriza por una excursión de $\delta^{13}\text{C}$ positiva durante el Turoniano medio en la zona de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Jarvis et al., 2006). En Inglaterra este evento se localiza por debajo de la Marga Round Down de Robinson (1986), un marcador distintivo ampliamente distribuido en ese país, mientras que en Alemania está por debajo de la Marga M Subteuto, por ende, varios autores infieren que estas similitudes en la litología podrían correlacionar aún mejor este suceso en varias partes del mundo (Voigt et al., 2007). Durante este evento se han reportado valores altos en carbono orgánico total (COT), los cuales han provocado perturbaciones globales en el ciclo del carbono asociadas a la ocurrencia de condiciones anóxicas-eutróficas (Wendler et al., 2009a; Wendler et al., 2011; Jones et al., 2018) (Fig. 2.2).

En algunas regiones del mundo (por ejemplo, Alpes Orientales) no se han reportado valores altos en COT, sin embargo, distintos análisis de foraminíferos bentónicos y geoquímicos sugieren que la cantidad de materia orgánica inicialmente presente en los sedimentos fue mayor que la cantidad finalmente conservada (Wendler et al. 2009b; Wendler et al., 2011).

2.2.3 Eventos del final del Turoniano

Los eventos del Turoniano tardío, definidos por una excursión de $\delta^{13}\text{C}$, corresponden en orden de ocurrencia a: 1) el evento Bridgewick (excursión negativa); 2) el evento HW1 que coincide con el evento *Hyphantoceras* (excursión positiva) (Wiese et al., 2004; Jarvis et al., 2006; Uličný et al., 2014; Jarvis et al., 2015); 3) el evento Hitch Wood (mayor excursión positiva) (Gale, 1996; Jarvis et al., 2006; Joo y Sageman, 2014; Jarvis et al., 2015; Jones et al., 2018); 4) el evento HW2, el cual coincide con la primera aparición de *Marginotruncana sinuosa* (excursión positiva) (Uličný et al., 2014; Jarvis et al., 2015); 5) el evento HW3 (última excursión positiva); 6) y el evento Navigation (excursión negativa) (Uličný et al., 2014; Jarvis et al., 2015) (Fig. 2.3).

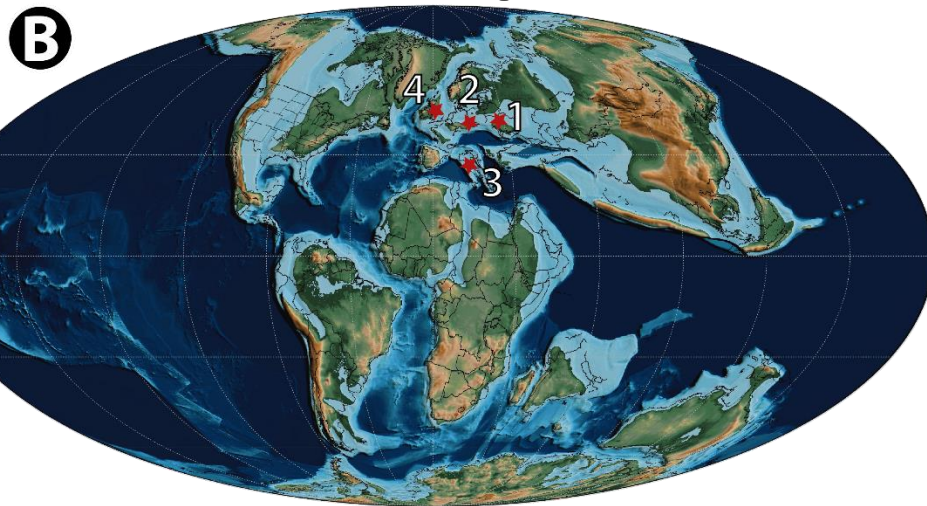
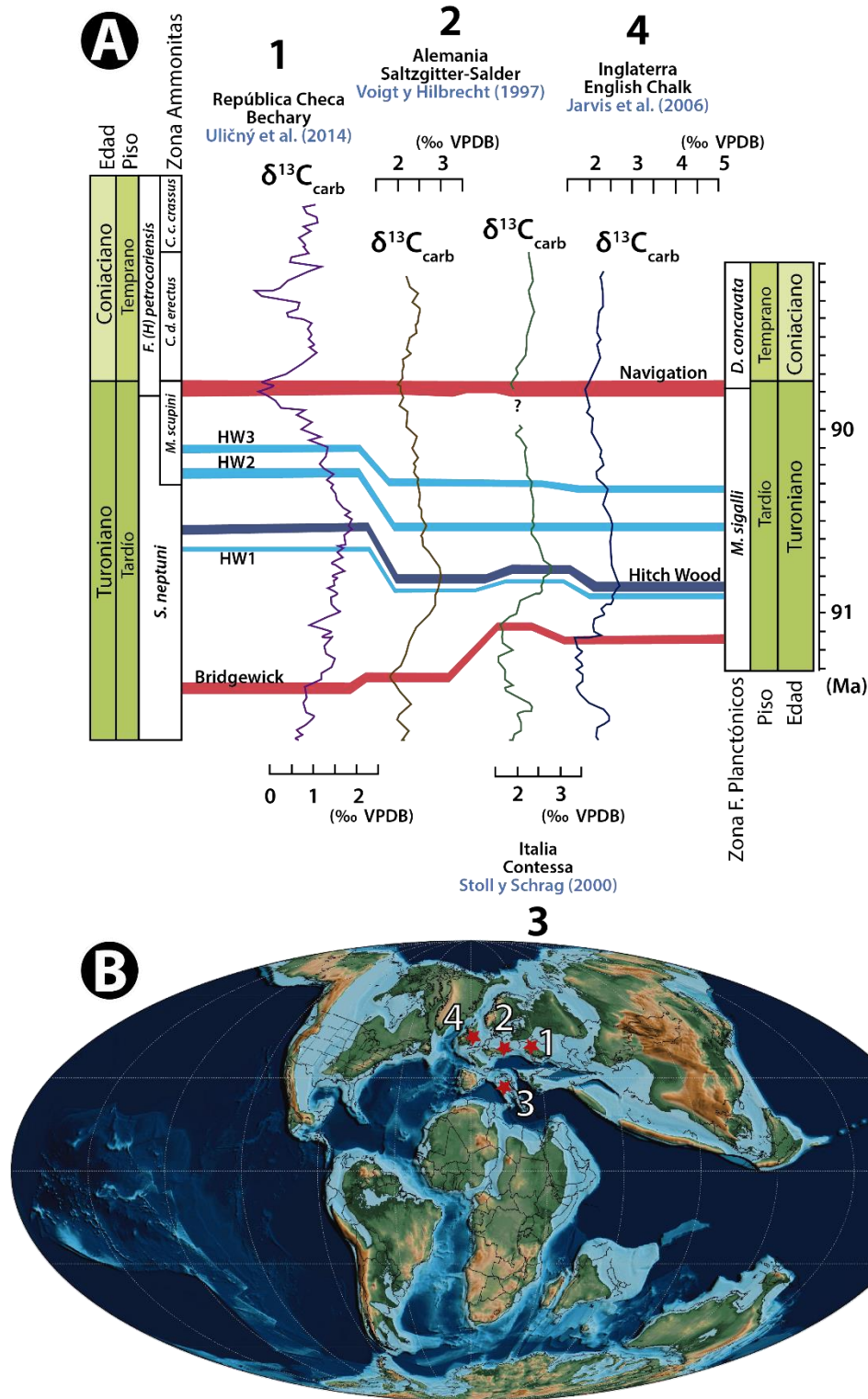


Figura 2.3 Correlación de los “eventos del Turoniano tardío” a partir de diversas curvas de isótopos de carbono en carbonato (sitios de Europa): A) perfiles isotópicos de carbono. La correlación de las excursiones de isótopos de carbono de los eventos Bridgewick y Navigation se muestran en color rojo. Los eventos HW1, HW2 y HW3 se muestran de color azul claro, el evento Hitch Wood está representado en color azul marino. Modificado de [Jarvis et al. \(2015\)](#). B) mapa de localización de las secciones. Modificado de [Scotese \(2021\)](#).

2.2.3.1 Evento Hitch Wood

El evento Hitch Wood fue descrito por primera vez por Gale (1996), al sur de Inglaterra en la localidad de Dover, quien lo relacionó con el *Hitch Wood Hardground*, el cual es un paquete de estratos, de carácter fosfatado complejo que incorpora muchos tipos de rocas sedimentarias. Además, contiene una rica y distintiva fauna de amonitas, equinoideos, braquiópodos e inocerámidos. Dicho paquete de estratos es un depósito transgresivo condensado formado durante un aumento del nivel del mar en el Turoniano tardío. Asimismo, Gale (1996) demostró que este paquete de estratos tiene una buena correlación con la mayor excursión positiva de isótopos de carbono del Turoniano (+2.5‰) (Gale, 1996; Jarvis et al., 2006; Joo y Sageman, 2014; Jarvis et al., 2015; Jones et al., 2018). Además, este evento se encuentra localizado en la parte media de la Zona de *Marginotruncana schneegansi* o Zona *sigali* de *Dicarinella primitiva* (Premoli-Silva y Rettori, 2002). Esta zona está definida por la última aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* y la primera aparición de *Dicarinella concavata*, este intervalo también se conoce en la literatura como Zona de *Marginotruncana sigali* (Jarvis et al., 2006). Aparte de la desaparición de *Helvetoglobotruncana helvetica*, ninguna extinción notable marca el límite Turoniano–Coniaciano (Caron, 1983).

En varias partes de mundo, durante el evento Hitch Wood, se han reportado valores altos en COT bajo condiciones disóxicas/anóxicas, mientras existía una alta productividad primaria marina impulsada por aguas ricas en nutrientes (Aquit et al., 2017; Jones et al., 2018; Colín-Rodríguez, 2020; Sweere et al., 2020).

Por otro lado, una gran excursión positiva de $\delta^{18}\text{O}$ de Inglaterra, Alemania y España coincide con la excursión de $\delta^{13}\text{C}$ del evento Hitch Wood, por lo que varios autores infirieron que durante este suceso existió una fase fría (Voigt y Wiese, 2000; Jones et al., 2018).

CAPITULO 3 | MARCO GEOLÓGICO



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

La sección estudiada en este trabajo se sitúa en el poblado de San Antonio el Grande, estado de Hidalgo (centro-este de México). Su depósito tuvo lugar en el límite sur de la Cuenca Tampico-Misantla, la cual fue una fosa tectónica desarrollada durante el Jurásico Temprano como resultado de la apertura del Golfo de México. Este evento estuvo estrechamente relacionado con la ruptura y fragmentación del supercontinente Pangea, y el depósito de una compleja variedad de sucesiones sedimentarias (Padilla y Sánchez, 2007, 2016; Stern y Dickinson, 2010; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Pindell et al., 2021).

3.1 Evolución tectónica del centro-este de México

La evolución geológica del territorio mexicano durante el Mesozoico fue el resultado de la interacción de procesos que tuvieron lugar en dos provincias tectono-estratigráficas claramente diferentes: el Sistema Mesozoico Atlántico de México (SMAM) y el Sistema Mesozoico Pacífico de México (SMPM) (Goldhammer, 1999; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). El desarrollo del SMAM estuvo controlado por la desintegración de Pangea y la apertura del Golfo de México, lo que resultó en la formación de varias plataformas y cuencas, incluyendo la fosa tectónica Tampico-Misantla, mientras que la evolución del SMPM se asoció con la subducción a lo largo del margen pacífico (Morán-Zenteno, 1994; Padilla y Sánchez, 2007).

La evolución geológica del SMAM durante el Jurásico–Eoceno puede dividirse en tres etapas principales (Fitz-Díaz et al., 2012, 2018; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Juárez-Arriaga et al., 2019):

3.1.1 Etapa de *rift* (Jurásico Inferior–Medio)

La fragmentación de Pangea y el proceso de *rifting* entre las placas de Norte América y Sur América resultó en un adelgazamiento litosférico y el surgimiento de una zona difusa de debilidad cortical caracterizada por un complejo patrón tectónico de bloques levantados de basamento y fosas tectónicas (Fig. 3.1). Estas últimas funcionaron como pequeños depocentros aislados con una orientación NO-SE, limitados por fallas laterales. Dichas fosas se rellenaron con sedimentos continentales a marino-marginales, y localmente con sucesiones volcánicas (Ochoa-Camarillo et al., 1999; Barboza-Gudiño et al., 2008; Lawton y Molina-Garza, 2014). El espacio de acomodamiento de las cuencas y la paleogeografía estuvieron controladas por la actividad de un sistema de fallas regionales que se encargaron de acomodar los desplazamientos (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Pindell et al., 2021).

La etapa de *rift* culminó durante el Bajociano—inicio del Calloviano con el depósito de evaporitas, las cuales se encuentran desde el sureste de Texas hasta los límites norte y oeste del bloque de Yucatán (Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2007; Pindell et al., 2021). El depósito de evaporitas fue seguido por la expansión del fondo marino en la zona del Golfo de México y la incursión de aguas marinas que marcaron el inicio de la etapa de deriva y enfriamiento (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

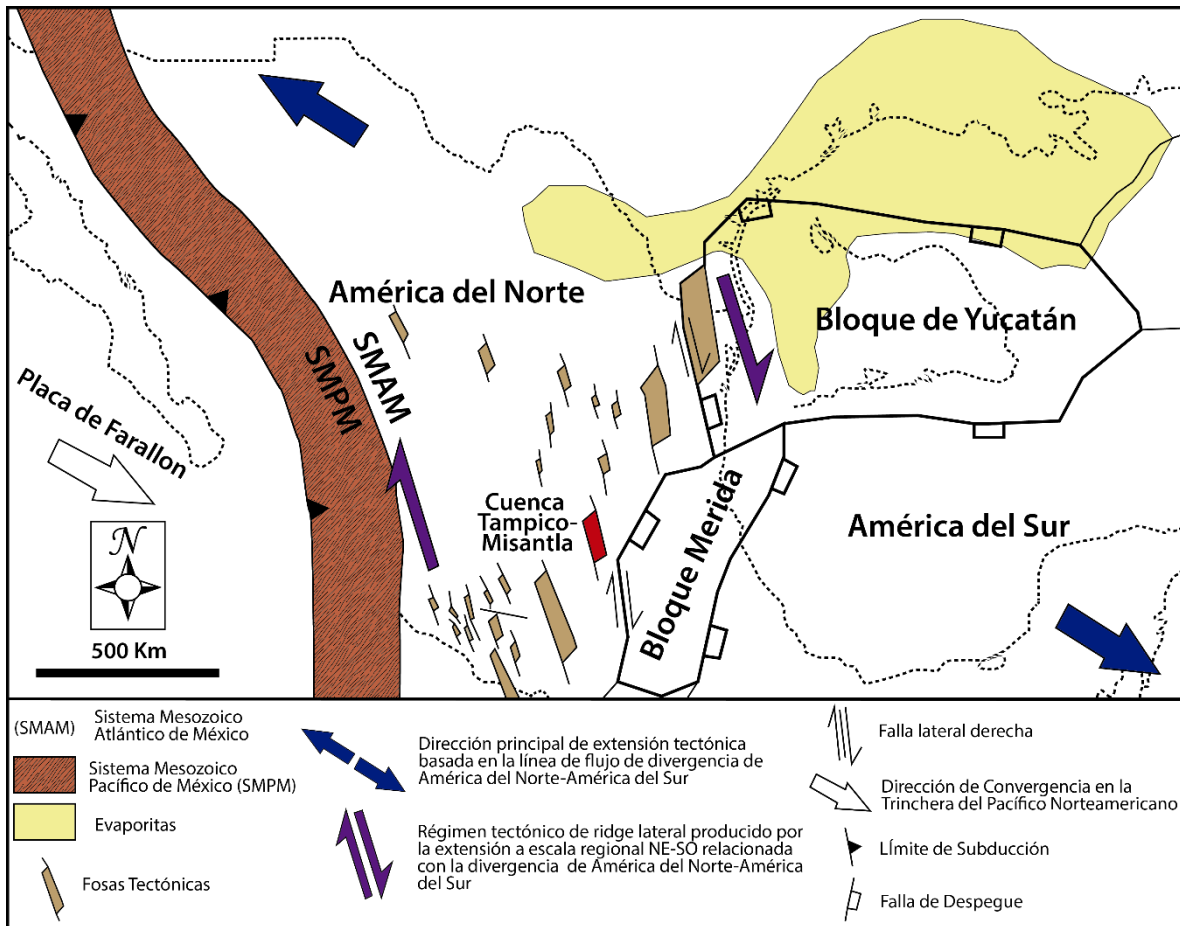


Figura 3.1 Reconstrucción del área del Golfo de México para el Jurásico Medio; se muestran las fosas tectónicas originadas durante la etapa de rift, resaltando la ubicación de la Cuenca Tampico-Misantla. Modificado de [Martini y Ortega-Gutiérrez \(2018\)](#).

3.1.2 Etapa de deriva y enfriamiento (Jurásico Superior–Cenomaniano)

A finales del Calloviano, el bloque de Yucatán rotó, con un probable ángulo de rotación entre 42 y 60° en sentido antihorario, siendo el principal mecanismo de rotación la zona de falla transformante lateral derecha Tamaulipas–Faja de Oro–Chiapas. Las reconstrucciones paleogeográficas predicen que el polo de rotación de Yucatán estaba situado al suroeste de la actual Florida. Además, inició la expansión del fondo marino en el Golfo de México (Fig. 3.2) ([Pindell, 1985](#); [Marton y Buffler, 1994](#); [Goldhammer, 1999](#); [Bird et al., 2005](#); [Pindell y Kennan, 2009](#); [Pindell et al., 2021](#)). La rotación del bloque de Yucatán y la expansión del fondo marino promovieron la circulación de agua marina en la región del Golfo. Esto dio paso a un periodo de estabilidad tectónica relativa, con lo cual, impulsó la aparición de sedimentos calcáreos y el fin de los sedimentos continentales (Fig. 3.2) ([Goldhammer, 1999](#); [Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018](#)).

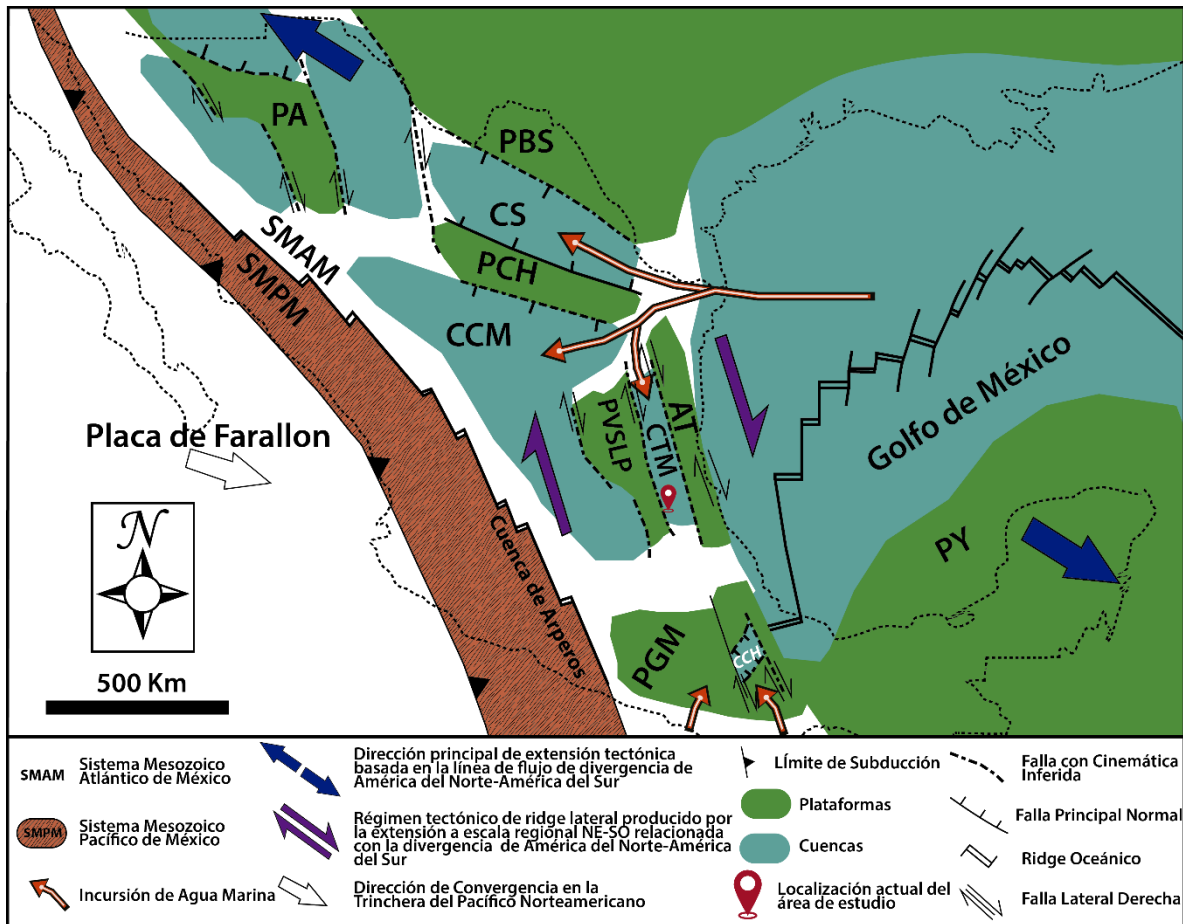


Figura 3.2 Reconstrucción del área del Golfo de México para el Cretácico Temprano; la incursión de agua marina determinó la culminación de depósitos continentales y favoreció el desarrollo de cuencas y plataformas carbonatadas: (PA) Plataforma de Aldama; (PBS) Plataforma Burro Salado; (PCH) Plataforma de Coahuila; (PVSLP) Plataforma Valles San Luis Potosí; (AT) Arco de Tamaulipas; (PGM) Plataforma Guerrero-Morelos; (PY) Plataforma de Yucatán; (CS) Cuenca de Sabinas; (CCM) Cuenca Central Mexicana; (CTM) Cuenca Tampico-Misantla y (CCH) Cuenca Chivillas. Modificado de [Martini y Ortega-Gutiérrez \(2018\)](#).

La fase de rotación del bloque de Yucatán y la expansión del fondo marino continuó hasta el Cretácico Temprano. La mayor parte de investigaciones proponen que el fallamiento extensional en la parte central del golfo culminó durante el Berriasiano, tiempo a partir del cual la zona de extensión migró hacia el este, continuando con la evolución del proto-Caribe y el océano Atlántico (por ejemplo, [Pindell, 1985](#); [Marton y Buffler, 1994, 1999](#); [Bird et al., 2005](#); [Pindell y Kennan, 2009](#)). Por otra parte, [Mendoza-Rosales et al. \(2010\)](#) mencionaron que la expansión del fondo marino en el área del Golfo de México duró hasta el Barremiano tardío, lo que supone que la culminación de la rotación del bloque de Yucatán es más reciente que lo propuesto en los trabajos ya mencionados.

Una vez que se completó la apertura del Golfo de México, el margen pasivo mexicano experimentó una continua desaceleración del hundimiento tectónico y un enfriamiento de

la corteza, lo que favoreció el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas y el depósito de carbonatos en las cuencas (Aguayo-Camargo, 1998; Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007 y 2016). El final de la etapa de deriva y enfriamiento estuvo marcado por el desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgaduras del Turoniano–Eoceno en el este de México (Fitz-Díaz et al., 2012; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

3.1.3 Etapa del evento orogénico (levantamiento de la Sierra Madre Oriental)

Durante el Cretácico Tardío se desarrolló un evento orogénico que dio origen a la Sierra Madre Oriental (SMO). Dicho acontecimiento desencadenó el fin de los depósitos carbonatados y el inicio de la sedimentación clástica derivada de las partes topográficamente elevadas (Fig. 3.3) (Padilla y Sánchez, 2007; Padilla y Sánchez, 2016; Fitz-Díaz et al., 2012, 2018).

El mecanismo que produjo la SMO sigue siendo controvertido y debatido, ya que, por un lado, de acuerdo con algunos autores, este evento está asociado a la Orogenia Laramide (Goldhammer 1999; Ochoa-Camarillo et al., 1999; Eguiluz De Antuñano et al., 2000; Padilla y Sánchez, 2007). Por otra parte, ciertos autores mencionan que la deformación del Cretácico Tardío—Eoceno fue el resultado de una única zona de subducción (De Cserna, 1956; Fitz-Díaz et al., 2012, 2014a, 2018). Dicha deformación posee muchos aspectos clave y característicos como: 1-estilo de deformación variable, dominado por la inversión de la cuenca en el norte; 2-acortamiento de piel delgada, dominado por pliegues en el centro y sur de México y 3-magmatismo continental continuo. Estas características contrastan con el orógeno Laramidico de los Estados Unidos de América, razón por la cual le asignaron el nombre de Orógeno Mexicano.

Según Fitz-Díaz et al. (2018), la deformación por acortamiento en el Orógeno Mexicano comenzó en el oeste durante el Albiano, con el cierre de la Cuenca de Arperos (Elías-Herrera et al., 2000; Ortega-Flores et al., 2011). Tras el cierre de la cuenca, ocurrió el primer evento de plegamiento expuesto en el lado más occidental del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) durante el Turoniano—Campaniano temprano (Fitz-Díaz et al., 2014b). A finales del Campaniano principios del Maastrichtiano ocurrió un segundo evento de acortamiento, que se evidencia por un replegado que afectó al CPCM. Los pliegues y cabalgaduras más jóvenes del CPCM en su frente este tienen tan solo 64 Ma y en el centro de México aproximadamente 42 Ma (Eoceno medio) (Gray y Lawton, 2011; Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013; Fitz-Díaz et al., 2016, 2018).

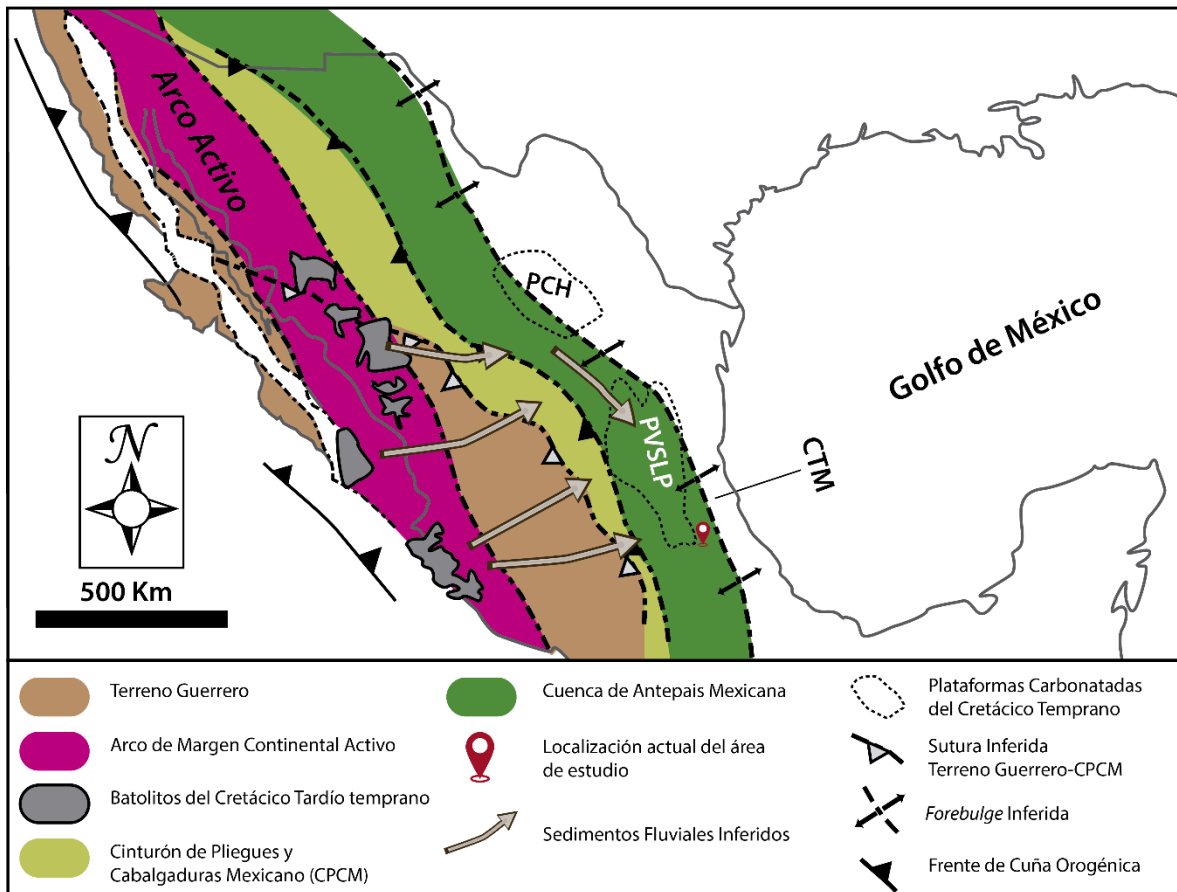


Figura 3.3 Reconstrucción del área del Golfo de México para el Cretácico Tardío; la sedimentación clástica derivada de las partes topográficamente elevadas determinó la culminación de los depósitos carbonatados en las cuencas y plataformas del Sistema Mesozoico Atlántico de México (SMAM): (PCH) Plataforma de Coahuila; (PVSLP) Plataforma Valles San Luis Potosí y (CTM) Cuenca Tampico-Misantla. Modificado de Juárez-Arriaga et al. (2019).

3.2 Estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla.

La estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla está estrechamente relacionada con la evolución tectónica del centro-este de México. Por lo tanto, a continuación, se presenta el esquema estratigráfico tomando en consideración las tres etapas descritas anteriormente (etapa de *rift*, etapa de deriva y enfriamiento y etapa del evento orogénico), y haciendo énfasis en las unidades de interés para este trabajo (Formaciones Agua Nueva y San Felipe) (Fig. 3.4).

3.2.1 Estratigrafía asociada a la etapa de *rift*

Durante el Triásico Tardío—principios del Jurásico Temprano en la Cuenca Tampico-Misantla se depositaron sedimentos clásticos producto de la erosión de los altos estructurales (Salvador, 1987). Además, se depositaron potentes espesores de lechos rojos,

constituidos por arenisca, limolita y conglomerado con clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas de la Formación Huizachal (Carrillo-Bravo, 1961) (Fig. 3.4).

Sobre la Formación Huizachal se depositaron las rocas de la Formación Huayacocotla, mientras ocurría una corta transgresión marina durante el Sinemuriano–Pliesbachiano (Fig. 3.4). De manera general la Formación Huayacocotla está constituida por conglomerado, arenisca, limolita y lutita con fósiles retrabajados de fusulínidos y crinoides, que cambia transicionalmente a caliza arenosa con pelecípodos, la que a su vez subyace a una potente sucesión de lutita y arenisca, en partes carbonosa con restos de plantas (Arenas Islas et al., 2009).

Durante el Jurásico Medio se generaron movimientos relativos de los bloques de basamento existentes, que provocaron la retirada de los mares, restituyendo en el centro y oriente del país las condiciones continentales. Dicho evento regresivo dio paso al depósito de potentes sucesiones de lechos rojos de la Formación Cahuasas (Fig. 3.4). De manera general, Carrillo-Bravo (1965) en su definición menciona que esta unidad está constituida de arenisca, conglomerado mal clasificado, lutita y limolita de color rojo. Por sus relaciones estratigráficas, esta unidad es un depósito vinculado a fosas tectónicas distensivas, con magmas intermedios o básicos (provincia volcánica sedimentaria de Nazas) y, por lo tanto, se le ha asumido una edad Bajociano–Bathoniano (Eguiluz de Antuñano et al., 2014).

3.2.2 Estratigrafía asociada a la etapa de deriva y enfriamiento

A partir del Jurásico Tardío se presentó un periodo de estabilidad tectónica relativa que se relacionó con la rotación del bloque de Yucatán y la expansión del fondo marino. Dichos acontecimientos promovieron la circulación de agua marina en la región del Golfo, impulsando la aparición de sedimentos calcáreos y el fin de los sedimentos continentales.

En la Cuenca Tampico-Misantla, sobre los sedimentos continentales de la Formación Cahuasas se depositó de manera discordante la Formación Tepéxic (Calloviano). Dicha unidad está caracterizada por una sucesión de caliza de textura *grainstone* con abundantes ooides, pellets, grapestones y bioclastos de moluscos y equinodermos, que cambia gradualmente hacia su cima a una caliza biomicritica de radiolarios (Suter, 1990; Ochoa-Camarillo et al., 1999). Según Ochoa-Camarillo et al. (1998), la Formación Tepéxic se depositó en un ambiente de plataforma muy somero, cercano a la costa, evidenciado por la presencia de horizontes oncolíticos y estratificación ondulada, así como abundantes ostreidos y trigónidos.

Sobre la Formación Tepéxic se depositaron, de manera transicional y concordante, estratos de caliza con intercalaciones de limolita y escasos estratos de arenisca de la Formación Santiago (Calloviano–Oxfordiano) (Suter, 1990; López-Palomino et al., 2006). Sobre la Formación Santiago se depositó de manera concordante la Formación Tamán (Kimmeridgiano–Titoniano). Esta unidad está representada por sucesiones de estratos de

caliza de textura *mudstone*, con intercalaciones delgadas de lutita, y contiene abundante microfauna pelágica y ammonites (Yang y Pessagno, 1989; Suter, 1990). Pessagno et al. (1987) mencionan que la asociación de radiolarios, amonites, pectínidos (*Aulacomyella*) y calpionélidos sugiere que esta unidad se depositó en profundidades que van de abisal a batial. Las Formaciones Tepéxic, Santiago y Tamán están constituidas por sucesiones de sedimentos marinos transicionales que evolucionaron a ambientes marinos profundos, controlados principalmente por los cambios eustáticos del nivel del mar (Fig. 3.4). A principios del Titoniano culminó el depósito de las calizas de la Formación Tamán, representativas de ambiente marino profundo, cambiando gradualmente a una sucesión de calizas de estratificación delgada, con abundante materia orgánica, radiolarios, estomiosféridos y sacocómidos, de ambiente de depósito pelágico, pertenecientes a la Formación Pimienta (Cantú-Chapa, 1971).

Durante el Aptiano ocurrió un aumento en la velocidad de subsidencia asociado con una rápida elevación del nivel del mar. Dicho evento favoreció el depósito de la Formación Tamaulipas Inferior (Berriasiano–Aptiano) sobre la Formación Pimienta. La unidad Tamaulipas Inferior está constituida por gruesos espesores de caliza de textura *mudstone* fosilífera (Araujo-Mendieta, 1978; Angulo, 1987; Goldhammer, 1999). Además, la transgresión marina promovió el depósito de calizas arcillosas con abundantes calpionélidos, intercaladas con caliza arcillosa y lutita con amonites de la Formación Otates (Aptiano superior) sobre la Formación Tamaulipas Inferior (Fig. 3.4) (Longoria y Gamper, 1975).

Durante el Albiano—Cenomaniano, se depositaron carbonatos de aguas profundas en un entorno pelágico de baja energía, correspondientes a la Formación Tamaulipas Superior (Padilla y Sánchez, 2007; Monier-Castillo et al., 2018). Esta unidad consiste en caliza criptocristalina, con intercalaciones de caliza arcillosa y de lutita, con escaso pedernal negro de origen diagenético (Sansores-Manzanilla y Girard-Navarrete, 1969). Esta se encuentra en contacto transicional hacia su base con la Formación Tamaulipas Inferior y en contacto transicional hacia su cima con la Formación Agua Nueva.

El lapso Cenomaniano–Turoniano temprano se caracterizó por un marcado aumento del nivel del mar a escala global (Haq et al., 1987). Dicho pulso transgresivo ahogó las grandes plataformas carbonatadas del Golfo de México (por ejemplo, Hernandez-Romano et al., 1997; Omaña-Pulido, 2012). Durante el pico de la transgresión marina, en la Cuenca Tampico-Misantla tuvo lugar el depósito de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano superior–Turoniano) (Goldhammer, 1999). Inicialmente estas rocas fueron asignadas a la Formación San Felipe de Jeffreys (1910). Posteriormente, Stephenson (1922) separó la parte inferior de la Formación San Felipe y propuso el nombre de Formación Agua Nueva (Muir, 1936). Esta unidad consiste en caliza de colores ocre oscuro, gris oscuro y negro, en estratos medios a delgados, interestratificados con horizontes de lutita carbonosa (Suter, 1990, Blanco-Piñón et al., 2002; Blanco et al., 2016). Además, en general toda la formación

es bituminosa y presenta aisladas capas de bentonita verde claro a gris verdoso y nódulos de pedernal negro con microfauna planctónica (Santamaría-Orozco et al., 1990).

La Formación Agua Nueva se correlaciona con la Formación Soyatal, así como con las Formaciones Cuautla de la Cuenca Morelos–Guerrero y Tamasopo de la Plataforma Valles San Luis Potosí. Además, esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Superior y subyace en contacto concordante a la Formación San Felipe (Sansores-Manzanilla y Girard-Navarrete, 1969; Ice y Charles, 1980) (Fig. 3.4).

3.2.3 Estratigrafía asociada a la etapa del evento orogénico

Durante el Cretácico Tardío ocurrió otro cambio importante en los patrones de sedimentación del Golfo de México, ya que terminó el predominio de los depósitos de carbonatos debido al inicio de la deformación por acortamiento en el Orógeno Mexicano (Padilla y Sánchez, 2007; Fitz-Díaz et al., 2018). En la Cuenca Tampico-Misantla esta etapa está representada por las Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, las cuales están caracterizadas por un alto contenido de material terrígeno correspondiente a la etapa sinorogénica del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz et al., 2012).

Durante el Coniaciano—Santoniano se incrementó la actividad volcánica en el occidente de México, lo cual se reflejó en los estratos de la Formación San Felipe (Padilla y Sánchez, 2007). El término San Felipe fue primeramente empleado por Jeffrey (1910) para las rocas que afloran en San Luis Potosí. Después Muir (1936) definió formalmente la unidad San Felipe y la dividió en dos miembros, San Felipe Inferior y San Felipe Superior. La Formación San Felipe (Coniaciano—Campaniano) en general está representada por una sucesión de calizas cristalinas a arcillosas de estratificación delgada con abundantes horizontes de bentonita, capas delgadas de lutita y arenisca, así como escasos nódulos de pedernal (Sansores-Manzanilla y Girard-Navarrete, 1969; Suter, 1990; Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007, 2016). La unidad San Felipe es correlacionable con las Formaciones Parras, Austin y Austin Chalk del Norte de Coahuila y correlacionable isócronamente con las Formaciones Tamasopo, Indidura, Soyatal, Mezcalera y Caracol (Ramos, 1981; Aguilar-Rodríguez, 1984). Además, el contacto inferior de esta unidad es concordante y transicional con la Formación Agua Nueva, mientras que su contacto superior es transicional con la Formación Méndez (Ramos, 1981; Sohl et al., 1991; Aguilar-Rodríguez, 1984; Ramírez-Gutiérrez, 2006). A finales del Cretácico, durante el Campaniano—Maastrichtiano, en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron sobre la Formación San Felipe gruesos espesores de margas y lutitas, con delgadas capas de bentonita e intercalaciones de areniscas de la Formación Méndez (Suter, 1990; Salvador, 1991) (Fig. 3.4).

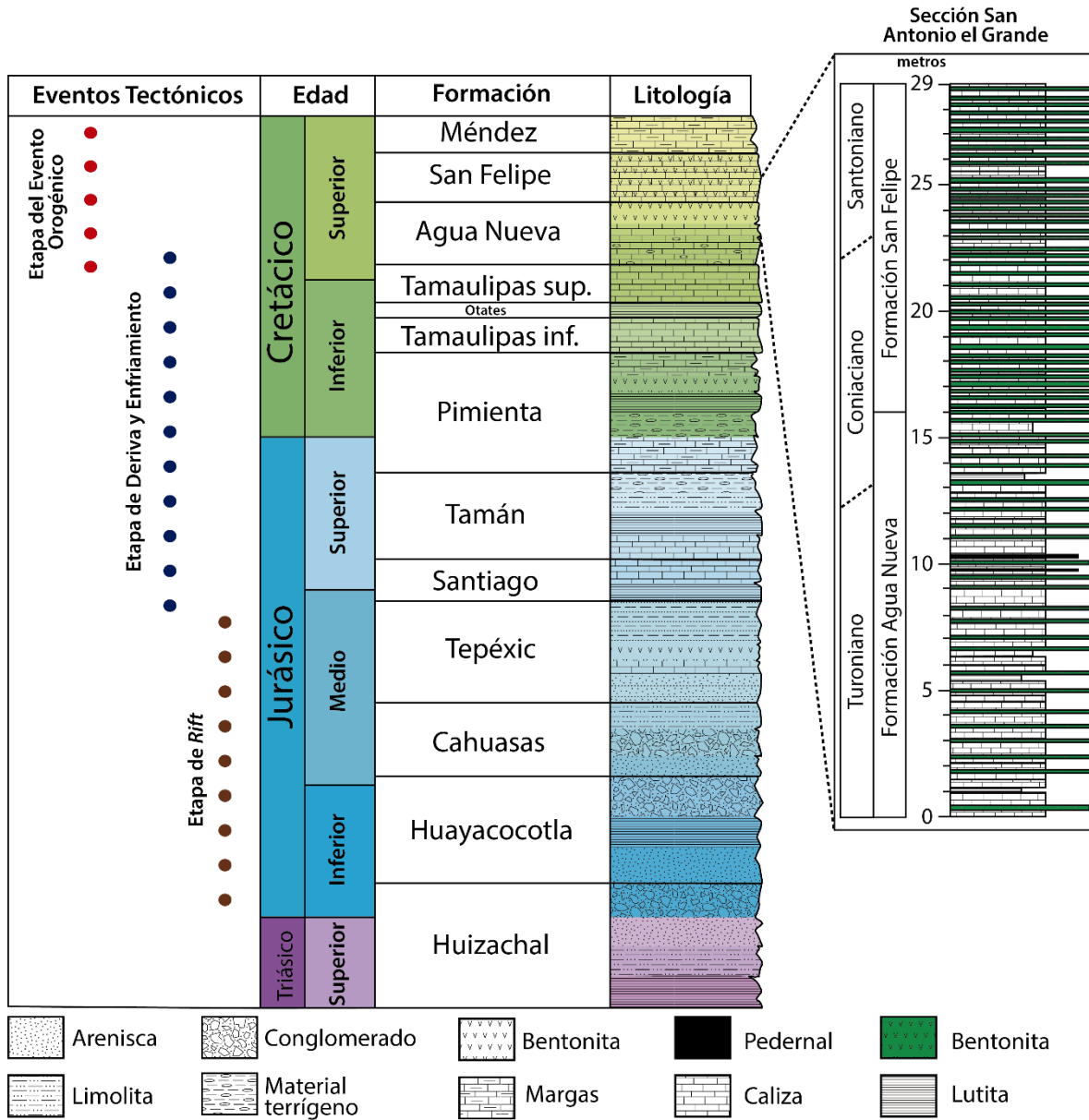


Figura 3.4 Estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla y de la sección de estudio. También se muestra la temporalidad de los diferentes eventos tectónicos propuesto por [Martini y Ortega-Gutiérrez \(2018\)](#) y [Fitz-Díaz et al., \(2014a\)](#) que afectaron a las cuencas del Sistema Mesozoico Atlántico de México (SMAM).

CAPITULO 4 | METODOLOGÍA



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

En este capítulo se describe la metodología aplicada para el desarrollo de la investigación. De manera general esta comprendió tres etapas: campo, laboratorio y análisis de resultados. Durante cada una de ella se aplicaron diversas técnicas cuyos fundamentos se puntualizan a continuación (Fig. 4.1).

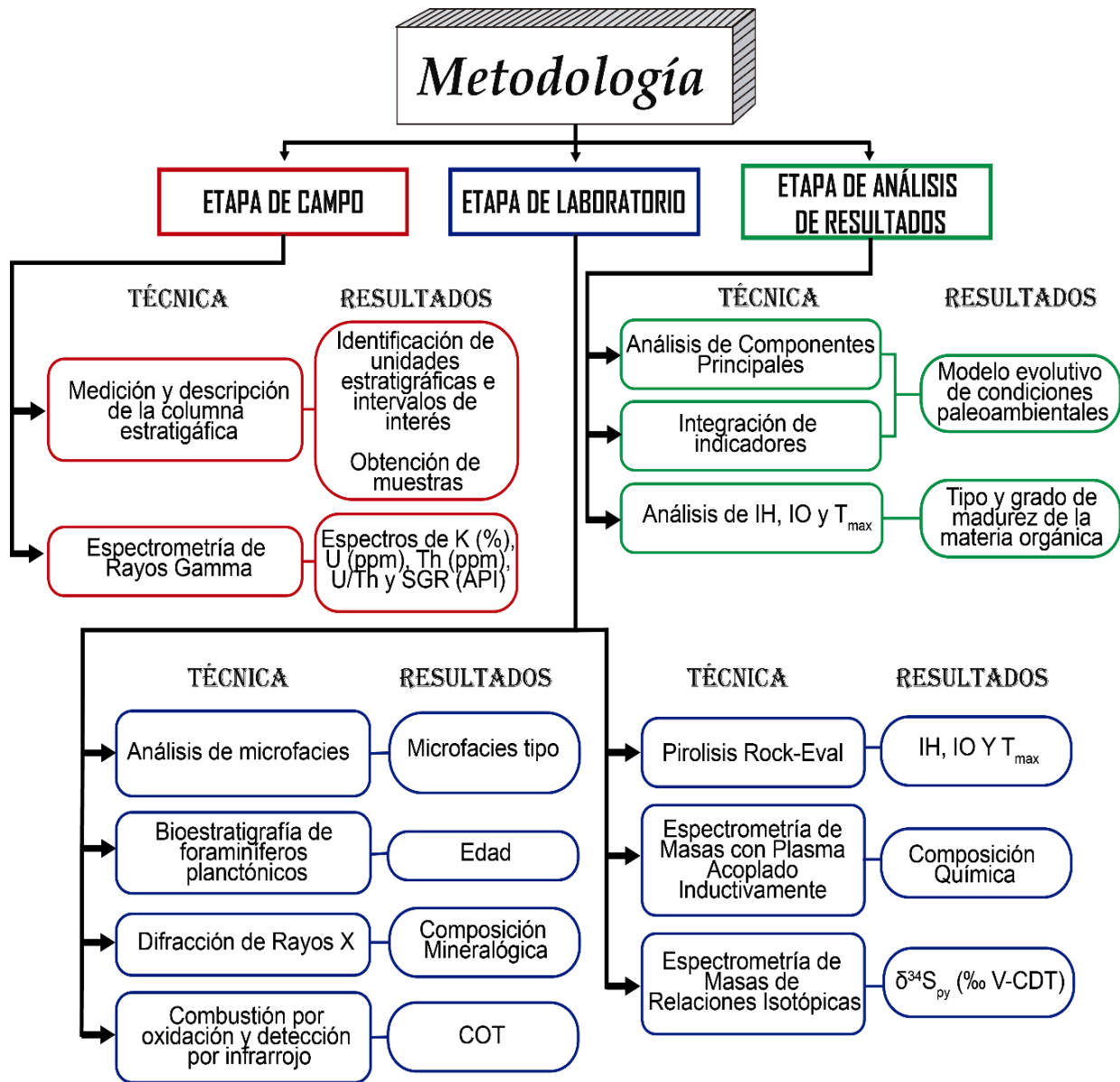


Figura 4.1 Técnicas aplicadas durante las 3 etapas de la metodología y los resultados de cada una.

4.1 Etapa de Campo

4.1.1 Medición y descripción de la columna estratigráfica

La medición y descripción de secciones estratigráficas es una técnica básica en las geociencias que consiste en describir los rasgos más relevantes, con diversos grados de detalle, de una sucesión sedimentaria. La descripción detallada de una sección estratigráfica permite obtener información sobre los rasgos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos de las rocas sedimentarias, información que puede ser usada en la determinación del sitio de depósito y las condiciones paleoambientales (por ejemplo, [Núñez-Useche et al., 2016](#); [Colín-Rodríguez, 2020](#); [Enciso-Cárdenas et al., 2021](#)).

La sección estratigráfica de esta investigación tiene una longitud de 29 m y abarca la transición entre las Formaciones Agua Nueva y San Felipe. Está caracterizada por estratos continuos con un buen grado de exposición, sin perturbaciones tectónicas que afecten el análisis estratigráfico. Fue medida utilizando una cinta métrica y un báculo de Jacob en tramos de 1.5 m, que después fueron subdivididos en intervalos de 0.5 m (Fig. 4.2). Las condiciones del afloramiento permitieron la toma de muestras frescas, de aproximadamente 10 cm a 20 cm de longitud.

Durante el trabajo de campo las descripciones se realizaron cada 0.5 m. La descripción estuvo enfocada en aspectos como: 1-la litología; 2-el espesor de los estratos, usando para ello la clasificación de [Boggs \(2011\)](#); 3-el tipo de contacto entre los estratos; 4-la textura de la roca, considerando el esquema de clasificación de [Dunham \(1962\)](#); 5-el color de la roca, siguiendo para ello la carta geológica de color de las rocas de [Munsell Color \(2009\)](#); 6-las estructuras sedimentarias, y 7-el contenido fósil. Además, se prestó especial atención al índice de bioturbación de las rocas, el cual fue evaluado considerando la escala de [Taylor y Goldring \(1993\)](#). Esta escala incluye un rango de 0 a 6 en el que 0 representa una roca sin evidencias de bioturbación y 6 una roca totalmente bioturbada. También se describió la orientación preferencial de las galerías con respecto a la superficie de estratificación (horizontales, oblicuas y perpendiculares), y el patrón de color de las galerías con respecto al de la roca huésped (Dark-on-Light-DOL, oscuro sobre claro y Light-on-Dark-LOD, claro sobre oscuro) establecido por [Savrda \(2007\)](#).



Figura 4.2 Metodología empleada en campo: A) medición de la sección estratigráfica; B) descripción del afloramiento.

En total se recolectaron 50 muestras, de las cuales 39 corresponden a caliza y lutita calcárea. También se colectaron 8 muestras de pedernal y 3 muestras de pirita, una de tipo nodular y dos laminadas. Las muestras de caliza y lutita calcárea se etiquetaron con la clave SA, iniciando en la base de la sección con la clave SA-100 y terminando en la muestra con clave SA-129. Las muestras de pedernal se etiquetaron con la clave SAD-m, siendo “m” el valor numérico de la altura estratigráfica en metros a la cual fue tomada la muestra, y las 3 muestras de pirita se etiquetaron con el código SAPy, y fueron numeradas en orden consecutivo.

4.1.2 Espectrometría de Rayos Gamma

La espectrometría de rayos gamma consiste en el registro de la radiación gamma de las formaciones rocosas. La radiación gamma se manifiesta como impulsos de ondas electromagnéticas formadas por fotones muy excitados o de alta frecuencia. Existen tres isótopos naturales que son responsables de la actividad de rayos gamma en las formaciones rocosas, los cuales son: el potasio 40 (^{40}K), el torio 232 (^{232}Th) y el uranio 238 (^{238}U). La espectrometría de rayos gamma mide la radiación gamma total y la contribución individual de estos tres isótopos (Ellis et al., 1987). El potasio es un elemento bastante común en la corteza terrestre. Algunos minerales que contienen potasio en las formaciones sedimentarias son las evaporitas, los feldespatos y algunos minerales arcillosos. El uranio con frecuencia se encuentra en algunas arcillas y en la materia orgánica, debido a su fácil transporte a causa de la gran solubilidad de los compuestos de uranio. El torio se asocia frecuentemente con minerales pesados, como la monacita o el circón (minerales muy resistentes) (Ellis y Singer, 2007).

La detección de radiación gamma es un proceso en el cual los rayos gamma interactúan con el material del detector. Al hacerlo, convierten parte o toda su energía en radiación ionizante, que consiste en electrones energéticos. Dichos electrones se convierten en una señal eléctrica, la cual se utiliza para captar o medir la radiactividad del material en cuestión (Ellis y Singer, 2007). El registro de rayos gamma se ha utilizado tradicionalmente para la

correlación de formaciones rocosas, la identificación de la litología y para la estimación de su contenido orgánico (Bessa y Hesselbo, 1997).

En esta investigación, durante el trabajo de campo se utilizó el equipo portátil RS-125 Super-SPEC para medir las concentraciones de uranio (U), torio (Th) y potasio (K) a intervalos de 0.5 m. En cada punto de medición se removió la superficie exterior meteorizada de la roca para evitar interferencia en las concentraciones y se colocó el equipo de manera perpendicular al estrato sobre una superficie plana que permitiera el contacto total con la roca fresca. Para cada punto, la medición se realizó usando un intervalo de 60 segundos. En total se efectuaron 60 mediciones (Fig. 4.3). El equipo reportó la concentración en porcentaje (%) para el potasio, y en partes por millón (ppm) para el uranio y torio. Estas se usaron para calcular la señal de Rayos Gamma Estándar (SGR) mediante la ecuación de Ellis y Singer (2007), la cual se expresa de la siguiente forma:

$$SGR(API) = K(\%) \times 16 + U(ppm) \times 8 + Th(ppm) \times 4$$

Además, con el objetivo de inferir las condiciones redox durante el depósito, se calculó la relación U/Th propuesto por Jones y Manning (1994). Según estos autores, valores menores a 0.75 indican condiciones oxigenadas, valores entre 0.75 y 1.25 implican condiciones disóxicas y valores mayores a 1.25 señalan condiciones anóxicas. La lógica detrás de estos valores radica en qué condiciones empobrecidas en oxígeno garantizan mayor preservación de materia orgánica y, por lo tanto, mayor concentración de uranio, puesto que este elemento se asocia comúnmente a la fracción orgánica de los sedimentos (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006).



Figura 4.3 Metodología empleada para la medición de rayos gamma: A) limpieza en la superficie exterior de la roca antes de la medición de rayos gamma; B) medición sistemática de radiación de rayos gamma con el equipo portátil RS-125 Super Gamma.

4.2 Etapa de laboratorio

4.2.1. Análisis de microfacies

El análisis de microfacies es una técnica analítica que consiste en la descripción de los rasgos paleontológicos y sedimentológicos de una lámina delgada bajo el microscopio (Flügel, 2016). Dicha técnica requiere un conocimiento y una comprensión de los cambios biológicos, ecológicos, geológicos y sedimentarios ocurridos a lo largo de la historia de la Tierra (Flügel, 2016). Los datos de microfacies ayudan a reconocer los parámetros ambientales que controlan el depósito de las sucesiones sedimentarias y la distribución de los organismos. Algunos de los principales parámetros ambientales son el suministro de nutrientes, la salinidad, la energía del agua, el oxígeno, la turbidez, la velocidad de sedimentación, la profundidad, la luz y la temperatura (por ejemplo, Shahraki et al., 2015; Han et al., 2016; Martínez-Yáñez et al., 2017; Núñez-Useche et al., 2020).

En este trabajo, el análisis de microfacies se realizó a 46 láminas delgadas, preparadas de manera convencional a partir de las muestras colectadas en campo (Fig. 4.4). Este se realizó mediante luz transmitida y luz reflejada con un microscopio petrográfico Olympus BX60 ubicado en el laboratorio de microscopios Francisco J. Fabregat del Instituto de Geología (UNAM). Durante el análisis se describieron aspectos como la textura, basada en la clasificación de Dunham (1962); abundancia de granos, utilizando los gráficos de comparación visual de Bacelle y Bosellini (1965) y las categorías sugeridas por Flügel (2016): raro (2-5%), escaso (5-10%), frecuente (10-50%) y abundante (> 50%); matriz; fábrica, y color, usando para ello la carta geológica de color de las rocas de Munsell (Munsell Color, 2009). También se definió el índice de bioturbación de acuerdo con la escala de Taylor y Goldring (1993), y el patrón de color de las galerías con respecto al de la roca huésped (DOL y LOD) propuesto por Savrda (2007). Este análisis permitió la identificación de microfacies tipo, las cuales representan condiciones ambientales de depósito particulares. Además, en el caso de los foraminíferos planctónicos, se puso especial atención a los cambios en la abundancia de las formas reproductivas K y r, las cuales se asocian con diferentes condiciones ecológicas (Hart, 1980; Hemleben et al., 1989; Gupta, 1999; Schiebel y Hemleben, 2017). Los foraminíferos con estrategia reproductiva K (especies de equilibrio), se caracterizan por presentar grandes formas trocospirales, con presencia de quilla y largos ciclos de reproducción (Caron, 1983; Grosheny y Malartre, 1997; Keller et al., 2001; Caron et al., 2006; Robaszynski et al., 2010), los cuales definen períodos caracterizados por aguas bien oxigenadas con bajos niveles de nutrientes, que permiten una diversificación reducida y el desarrollo de morfotipos más sofisticados y complejos. Por el contrario, los foraminíferos con estrategia reproductiva r (especies oportunistas), están compuestos por formas trocospirales globulares y biserials, con morfotipos pequeños y simples, menos evolucionados, que vivían principalmente en la columna de agua superior, con altos niveles de nutrientes (Caron, 1983; Grosheny y Malartre, 1997; Keller et al., 2001).

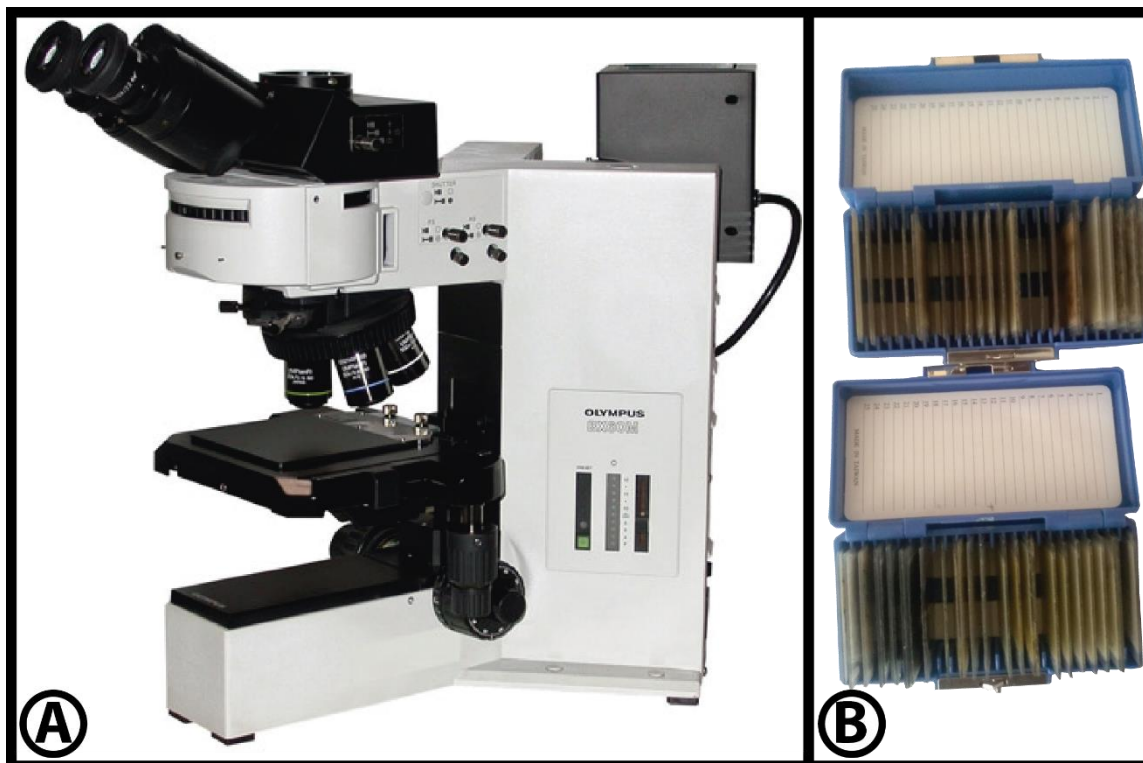


Figura 4.4 Material y equipo utilizado en el análisis de microfacies: A) microscopio petrográfico Olympus BX60; B) láminas delgadas de las 46 muestras de roca.

Con base en las observaciones petrográficas, las muestras se agruparon según su textura y contenido aloquímico con el fin de definir microfacies que representen condiciones paleoambientales específicas. El sitio de depósito de cada paquete sedimentario fue puntualizado dentro de un perfil topográfico marino tradicional en un modelo de plataforma carbonatada bordeada de aguas cálidas y en latitud tropical a partir de las microfacies estándar (MFS) de [Flügel \(2016\)](#) y de los cinturones de facies de [Wilson \(1975\)](#).

4.2.2 Bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos son de suma importancia porque ayudan a determinar marcos bioestratigráficos que permiten dar una temporalidad a las sucesiones sedimentarias. Esto debido a que son el grupo más abundante de microfósiles en los sedimentos depositados en el reino oceánico. Además, son excelentes representantes ambientales porque se adaptan a diferentes capas oceánicas con condiciones ambientales particulares, por lo que exhiben características morfológicas específicas (forma, tamaño y dirección de enrollamiento) de manera que también permiten la reconstrucción paleoambiental de sucesiones sedimentarias antiguas ([Molina, 2004](#); [Coccioni et al., 2006](#); [Westermann et al., 2010](#); [Flügel, 2016](#); [Ezampah et al., 2022](#)).

En este trabajo, con el objetivo de inferir la edad relativa de la sección estudiada, se analizaron 13 láminas delgadas con un microscopio petrográfico Olympus BX60 de luz reflejada. La identificación taxonómica de géneros y especies de foraminíferos planctónicos se realizó con base en las descripciones de [Premoli-Silva y Sliter \(1995\)](#) y [Sliter \(1999\)](#). La edad relativa se infirió con base en el esquema zonal de [Ogg et al. \(2016\)](#) y los alcances estratigráficos de [Young et al., \(2017\)](#). Este trabajo fue realizado por la estudiante de posgrado Nicté A. Gutiérrez-Puente del Instituto de Geología (UNAM).

4.2.3 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X es una técnica muy versátil empleada para la identificación cualitativa y cuantitativa de la composición mineralógica de una muestra cristalina, gracias a la interacción de los rayos X con algún material cristalino ([Moore y Reynolds, 1997](#)). Los rayos X se generan en un dispositivo conocido como tubo de rayos X, los cuales inciden sobre la muestra y son difractados. Posteriormente, el patrón de difracción que resulta de la interferencia de los rayos X es registrado y traducido en un difractograma mediante un equipo de cómputo y software especializado. La aplicación de esta técnica proporciona información sobre las fases cristalinas y su estructura, el grado de cristalinidad, la cantidad de materiales amorfos, y el tamaño y la orientación de cristales ([Moore y Reynolds, 1997](#)).

En este trabajo, la difracción de rayos X se aplicó a un total de 39 muestras de roca pulverizadas. Para esto, las muestras recolectadas durante el trabajo de campo fueron cortadas, secadas y limpiadas con acetona para eliminar cualquier impureza. Luego, los fragmentos de las muestras fueron pulverizados y homogeneizados con un mortero de ágata, hasta obtener una granulometría fina (tamaño de grano menor a 75 micras) (Fig. 4.5 A-B). Las muestras pulverizadas se colocaron en un portamuestras de aluminio y posteriormente se midieron con ayuda de un difractómetro EMPYREAN de la marca PANalytical, ubicado en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía-LANGEM, Instituto de Geología, UNAM (Fig. 4.5 C). Para estos análisis, el dispositivo operó con un tubo de cobalto y un detector PIXcel3D en condiciones de generación de rayos X de 40 mA y 45 kV, equipado con un filtro de níquel y un tubo de cobre de foco fino. La medición se llevó a cabo en el intervalo angular 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos, utilizando un intervalo de 0.003° y un tiempo de integración de 40 segundos. La identificación de fases y semicuantificación se realizó utilizando los paquetes de software HighScore v4.5 y Data Viewer v1.8 con patrones de referencia de las bases de datos ICDD PDF-2 e ICSD.

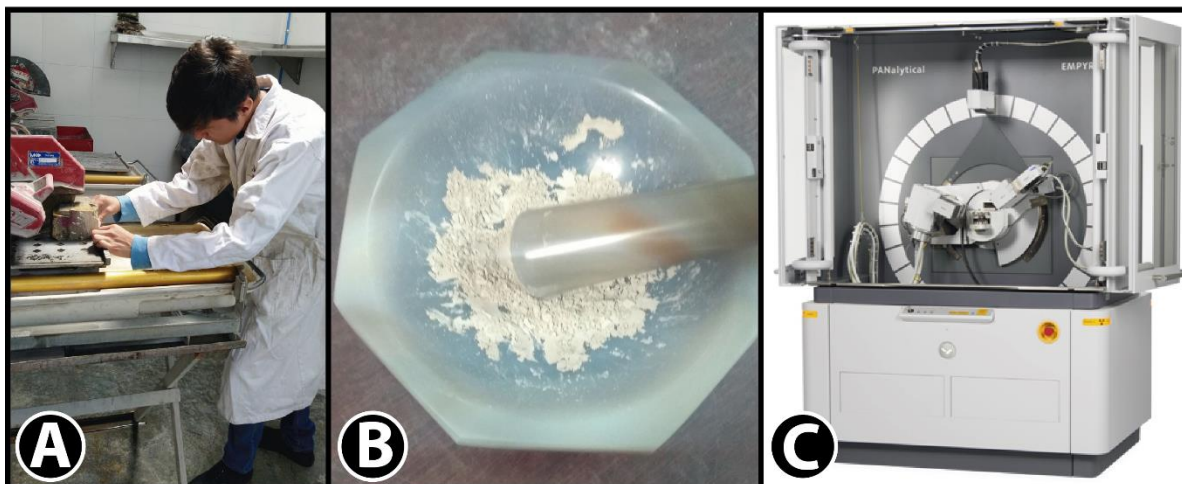


Figura 4.5 Aplicación de la técnica de difracción de rayos X: A) corte de las muestras con sierra de disco; B) pulverización de las muestras en un mortero de ágata; C) difractómetro EMPYREAN de la marca PANalytical.

La aplicación de esta técnica permitió identificar y cuantificar la composición mineralógica de las rocas (calcita, cuarzo, plagioclasa y filosilicatos) presentes en la sección estudiada. Con base en estas concentraciones se calculó el índice detrítico (ID), utilizando la siguiente fórmula:

$$ID = \frac{\% \text{ Cuarzo} + \% \text{ Feldespato} + \% \text{ Plagioclasa} + \% \text{ Filosilicatos}}{\% \text{ Calcita}}$$

Valores altos de ID corresponden a una entrega importante de material terrígeno de fuentes continentales, mientras que valores bajos de ID corresponden a un bajo aporte de material terrígeno (por ejemplo, [Bomou et al., 2013](#)).

4.2.4 Pirólisis Rock-Eval

El método de Pirólisis Rock-Eval se ha utilizado ampliamente para la exploración de petróleo y gas en cuencas sedimentarias en todo el mundo ([Peters, 1986](#); [Behar et al., 2001](#)). Dicha técnica fue desarrollada por el Instituto Frances del Petróleo para determinar el potencial generador de hidrocarburos, el contenido orgánico, la naturaleza del kerógeno y el estado de maduración de las formaciones rocosas ([Espitalié et al., 1985](#)). Consiste en someter una muestra de roca a un calentamiento programado a diferentes temperaturas que oscilan entre 100 °C a 850 °C. El software del equipo arroja un espectro que evidencia la descomposición térmica, con la detección de distintos componentes a determinadas temperaturas en cuatro etapas principales: descomposición por vaporización (pico S1), pirólisis (picos S2 y S3), oxidación (pico S4) y descomposición de carbonatos (pico S5) (Fig. 4.6)

Pico S1: adquirido entre 25 y 300 °C y representa la cantidad de hidrocarburos libres en la muestra que son volatilizados durante la primera etapa de pirólisis.

Pico S2: adquirido entre 300 y 500 °C. También llamado potencial petrolero residual, representa la cantidad de hidrocarburos generados a través del craqueo térmico de materia orgánica no volátil, como el kerógeno.

Pico S3: representa la cantidad de CO₂ y CO atrapados separadamente durante el craqueo del kerógeno, adquirido entre 300 y 390 °C.

Pico S4: representa el contenido en carbono orgánico residual de la muestra después de la etapa pirólisis, adquirido entre 400 y 550 °C.

Pico S5: refleja el CO₂ derivado de la descomposición de los carbonatos, adquirido entre 670 y 850 °C.

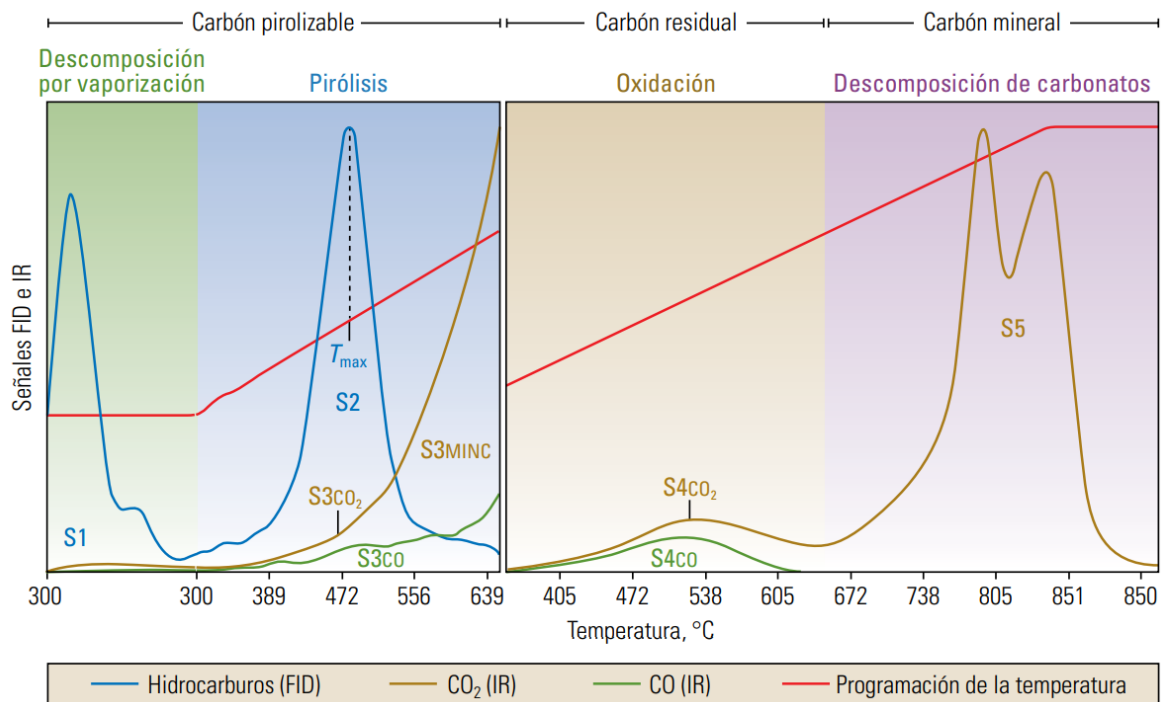


Figura 4.6 Resultados del proceso programado de Pirólisis Rock-Eval en el que se pueden observar la posición de los picos S1 a S5 (Tomado de McCarthy et al., 2011).

En este trabajo el análisis de Pirólisis Rock-Eval se llevó a cabo en 15 muestras tomadas sistemáticamente a intervalos de 1 a 2 metros. Los fragmentos de roca fresca recolectados en campo fueron cortados y lavados con acetona para eliminar cualquier impureza. Posteriormente, la superficie fresca de cada muestra fue perforada utilizando un taladro Dremel 4000, con brocas de carburo de tungsteno, evitando fracturas y zonas bioturbadas. El material obtenido se pulverizó y homogeneizó en un mortero de ágata, hasta obtener

una granulometría fina (tamaño de grano menor a 75 micras). Las muestras pulverizadas se analizaron con el equipo Rock-Eval 6 Turbo que utiliza hornos de pirólisis, así como también hornos de oxidación para calentar la muestra en rangos que van de 100 °C a 850 °C. Dicho equipo se ubica en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas (CIGA) de la Universidad Autónoma de Coahuila.

Con base en los datos obtenidos se calcularon los siguientes parámetros: carbono orgánico total (COT, %), índice de hidrógeno (IH, mgHC/gCOT, HC = hidrocarburos), índice de oxígeno (IO, mgCO₂/gCOT) y valores de temperatura máxima (T_{max}, °C), los cuales son indicadores de la madurez térmica de la materia orgánica. En particular, los índices de hidrógeno y oxígeno se calcularon de la siguiente forma:

$$IH = \frac{100 \times S2}{COT}$$

$$IO = \frac{100 \times S3}{COT}$$

Estos parámetros se utilizaron para distinguir el origen de la materia orgánica presente en las muestras: kerógeno tipo I, asociado a material algal y de ambiente lacustre; kerógeno tipo II, asociado a material planctónico y algáceo y de ambiente marino, kerógeno tipo III, asociado a material derivado de plantas terrestres y de origen continental, y kerógeno tipo IV, asociado a materia orgánica oxidada/reelaborada.

4.2.5 Combustión por Oxidación y Detección por Infrarrojo

La técnica de combustión por oxidación y detección por infrarrojo es un método que satisface completamente las necesidades de las investigaciones que cuantifican el contenido de carbono total pues garantiza la precisión necesaria en una gran variedad de muestras sólidas y líquidas, además de que es una técnica fácil y rápida de usar. En dicho método la medida del carbono se lleva a cabo mediante un procedimiento de combustión-oxidación catalítico seguido del análisis del CO₂ producido por medio de una celda de infrarrojos (Jarvie, 1991; Bolaños et al., 2010; Pineda, 2012; Steiner et al., 2016).

El análisis del contenido de carbono total (CT) y carbono inorgánico total (CIT) se llevó a cabo en 39 muestras distribuidas a lo largo de toda la sección estratigráfica estudiada. Los fragmentos de roca fresca recolectados en campo fueron cortados y lavados con acetona para eliminar cualquier impureza. Posteriormente, la superficie fresca de cada muestra fue perforada utilizando un taladro Dremel 4000, con brocas de carburo de tungsteno, evitando fracturas y zonas bioturbadas. El material obtenido se pulverizó y homogeneizó en un mortero de ágata, hasta obtener una granulometría fina (tamaño de grano menor a 75 micras). Las muestras pulverizadas se analizaron con el equipo HiperTOC solid analyzer de

la marca Thermo Scientific de la compañía Weatherford. Para la obtención del CT se tomaron en promedio 7 mg de muestra y se quemaron al vacío a una temperatura de 980 °C en un portamuestras de cuarzo. El CO₂ liberado por la muestra se midió por un detector de sensores infrarrojos y se convirtió a carbono total (%). El contenido de CIT se midió a temperatura ambiente, adicionando ácido fosfórico (H₃PO₄) al 10% a 7 mg de un duplicado de la muestra. De esta manera, el carbono que pertenece a la fracción carbonatada se liberó en forma de CO₂ y se midió en los detectores de infrarrojos. Se obtuvo la cantidad de COT aplicando la siguiente fórmula:

$$COT = CT - CIT$$

4.2.6 Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente

La técnica de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente, del nombre en inglés *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS), es una técnica de alta precisión con bajos límites de detección, capaz de detectar concentraciones bajas (nanogramo/litro o parte por trillón, ppt) de elementos e isótopos presentes en la muestra (Strong y Longerich, 1985). Dicha técnica se basa en el acoplamiento de un método para generar iones (plasma acoplado inductivamente) y un método para separar y detectar los iones (espectrómetro de masas) (Strong y Longerich, 1985; Jakubowski et al., 2014). Por lo tanto, es una técnica ideal con muchas aplicaciones en las ciencias de la Tierra, en particular para las reconstrucciones paleoambientales, mediante las concentraciones elementales de depósitos sedimentarios (por ejemplo, Algeo y Tribovillard, 2009; Núñez-Useche et al., 2016).

En este trabajo, esta técnica se aplicó a un total de 30 muestras distribuidas a lo largo de toda la columna estratigráfica estudiada. La preparación de muestras requirió de una porción de 0.5 g de roca pulverizada con un tamaño de grano menor a 75 micras, por lo cual se utilizó el mismo procedimiento llevado a cabo con las muestras de Pirólisis Rock-Eval. Este análisis se realizó en *Activation Laboratories Ltd. (Actlabs)*, Canadá, utilizando un espectrómetro Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000 y Varian 735 ES. El análisis se realizó siguiendo el método Ultratrace 2-Aqua Regia, para lo cual se digirieron 0.5 g de muestra en agua regia a 90°C en un bloque de digestión controlado por microprocesador durante 2 horas. Para la evaluación del desempeño analítico del método, los estándares GXR-1, GXR-2, GXR-4 y GXR-6 del Servicio Geológico de los Estados Unidos se analizaron al principio y al final de cada lote de muestras. Los porcentajes de la desviación estándar relativa estuvieron consistentemente por debajo del 10%, como lo corroboran los estándares y el análisis de muestras repetidas.

De los elementos obtenidos en esta técnica analítica solo se consideraron los elementos indicadores de arribo de material detrítico (K, Al, y Zr), elementos traza redox-sensibles (U,

V, Mn y Mo), los elementos indicadores de paleoproductividad (P y Ni) y elementos mayores (Fe, Mg, Na y Ca) (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006; Sageman et al., 2014).

Todas las concentraciones elementales se normalizaron al contenido de zirconio para eliminar el efecto de la entrada variable terrígena, así como para diferenciar la contribución autigénica de los elementos traza (Brumsack, 2006; Tribovillard et al., 2006), debido a que es un elemento comúnmente de origen detrítico y generalmente permanece inmóvil durante los procesos biológicos y diagenéticos (Milnes y Fitzpatrick, 1989).

Los factores de enriquecimiento (FE) de los elementos traza relativos a los valores de la Lutita Promedio (Turekian y Wedepohl, 1961) se calcularon como:

$$FE_{elemento} = \left(\frac{elemento}{Zr} \right)_{muestra} / \left(\frac{elemento}{Zr} \right)_{lutita\ promedio}$$

En donde un FE>3 representa un enriquecimiento autigénico detectable del elemento sobre la concentración promedio de la lutita, y un FE>10 representa un grado de enriquecimiento autigénico de moderado a fuerte (Tribovillard et al., 2006; Algeo y Tribovillard, 2009). Además, para evaluar el grado de meteorización química que sufrieron las rocas en el área fuente y las condiciones del paleoclima, se calculó el Índice de Alteración Química (IAQ) utilizando la fórmula de Nesbitt y Young (1982):

$$IAQ = \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \right] \times 100$$

donde CaO * solo representa el calcio que se incorpora en los silicatos.

Los valores altos de IAQ reflejan la eliminación de cationes lábiles (por ejemplo, Ca²⁺, Na⁺, K⁺) en relación con los constituyentes residuales estables (Al³⁺ y Ti⁴⁺) durante la meteorización. En consecuencia, valores altos de IAQ (entre 80 y 100) reflejan un clima cálido y/o húmedo, mientras que valores bajos (entre 50 y 70) indican la casi ausencia de alteración química y reflejan condiciones frías y/o áridas (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995, 1997).

4.2.7 Espectrometría de Masas de Relaciones Isotópicas

La espectrometría de masas de relaciones isotópicas es una técnica capaz de separar átomos con diferente masa y medir sus abundancias relativas en una muestra determinada. De manera general, la técnica se basa en la separación de las mezclas isotópicas con base en su diferente masa atómica y carga (Hoefs, 2018; Sharp, 2017). Puede emplearse para

identificar los diferentes elementos químicos que forman una molécula, o para determinar el contenido isotópico de diferentes elementos en un mismo compuesto.

El azufre tiene cuatro isótopos (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S y ^{36}S) cuyos porcentajes de abundancia son aproximadamente 95.0, 0.75, 4.20 y 0.017 respectivamente (MacNamara y Thode, 1950). En general, solo se miden las relaciones ($^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$), ya que estos son los dos isótopos más abundantes de azufre. Las relaciones de isótopos de azufre están dadas por la notación $\delta^{34}\text{S}$ y se informan en relación con el estándar V–CDT (Viena–Troilita del Cañón del Diablo) de la siguiente manera:

$$\delta^{34}\text{S} (\text{‰}) = \left\{ \left[\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{estándar}} \right] / \left[\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{estándar}} \right] \right\} \times 100$$

En este trabajo, esta técnica se aplicó para conocer la composición isotópica del azufre ($\delta^{34}\text{S}$) en tres muestras de pirita, una de tipo nodular y dos laminadas, encontradas en capas de caliza de los primeros 10 m de la sección.

Los análisis se efectuaron en los laboratorios del *Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona* en España, utilizando un espectrómetro de masas de flujo Finnigan MAT Delta–S, con un analizador elemental acoplado TC–EA, de acuerdo con el método de Giesemann et al. (1994). Los estándares utilizados para la calibración fueron IAEA S3, IAEA S1, NBS–123 e IAEA S2. Los resultados de los isótopos fueron expresados en por mil (‰), en relación con el estándar V–CDT.

Posteriormente, con los resultados obtenidos se realizó el cálculo del fraccionamiento isotópico entre el sulfato y la pirita, considerando que las piritas analizadas se formaron en equilibrio con el sulfato del agua marina del Turoniano-Santoniano ($\delta^{34}\text{S} = +17\text{‰}$ a $+21\text{‰}$, promedio alrededor de $+19\text{‰}$; Paytan y McLaughlin, 2007), mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta^{34}\text{S}_{\text{sulfato-pirita}} = (\delta^{34}\text{S}_{\text{agua marina de T/S}}) - (\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}})$$

4.3 Etapa de análisis de resultados

4.3.1 Análisis de Componentes Principales

El análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés) es probablemente una de las técnicas de análisis multivariado más antiguas y mejor conocidas que introdujo Pearson (1901), y que posteriormente Hotelling (1933) desarrolló de forma independiente (Jolliffe, 1986). La idea central del análisis de componentes principales es reducir la dimensionalidad de un conjunto de datos en el que hay una gran cantidad de variables interrelacionadas, mientras se retiene la mayor cantidad posible de la variación presente en el conjunto de datos (Jolliffe, 1986; Vidal et al., 2016). De este modo, con las

componentes principales, sería suficiente para entender la información contenida en los datos.

En este estudio se aplicó un análisis de componentes principales a un conjunto de datos compuesto por la concentración de elementos mayores y trazas obtenidos por la técnica de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente. Dicho juego de datos se trabajó en el software libre R studio, con el fin de determinar las relaciones inter-elementales e identificar y resumir la variabilidad ambiental que tuvo lugar durante el depósito de la sucesión sedimentaria estudiada.

4.3.2 Integración de indicadores

Los indicadores líticos, sedimentológicos, biológicos y geoquímicos son de suma importancia para el estudio de los paleoambientes, dado que no hay forma de medir directamente condiciones climáticas en entornos pasados, por lo que se emplean indicadores indirectos como medidas indirectas de los procesos principales. La información para la reconstrucción ambiental proviene de fuentes tanto orgánicas como inorgánicas. Estos indicadores pueden revelar detalles sobre la paleotemperatura, la estructura de la comunidad de fitoplancton, la historia de la vegetación, la procedencia de detritos, el clima, los ciclos y disponibilidad de nutrientes, la circulación oceánica y las condiciones paleo-redox (Higginson, 2009). Los componentes de los indicadores geoquímicos se pueden clasificar geoquímicamente como lábiles (fácilmente sometidos a cambios o roturas) o refractarios (resistentes al cambio). A medida que pasa el tiempo la concentración de componentes lábiles y refractarios en un depósito sedimentario cambia debido a procesos como la diagénesis. En última instancia, la composición geoquímica de un registro paleoambiental puede verse muy diferente al momento de su creación o depósito original. La comparación de múltiples proxies geoquímicos, biológicos y litológicos ayuda a compensar los efectos de la alteración diagenética y mejora su interpretación para una reconstrucción paleoambiental más completa y fidedigna (Higginson, 2009).

En este trabajo se utilizaron indicadores geoquímicos (relación U/Th, IAQ, ID, COT y $\delta^{34}\text{S}$), biológicos (microfacies), litológicos y sedimentológicos para realizar la reconstrucción paleoambiental del sitio de depósito, lo cual permitió elaborar un modelo de evolución de las condiciones paleoambientales, en el cual se consideraron las condiciones globales y regionales/locales.

4.3.3 Análisis de Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Oxígeno (IO) y Temperatura máxima (T_{max}).

Los valores de IH, IO y T_{max} proporcionan una medida general del tipo y maduración de la materia orgánica (MO) (por ejemplo, Espitalié et al., 1985). Los resultados de Pirólisis Rock-Eval a menudo se grafican en una gráfica cruzada de HI vs T_{max} e IH vs IO para restringir el tipo de MO y la madurez. El T_{max} se utiliza con frecuencia como indicador de madurez, porque a medida que aumenta la madurez de un kerógeno, aumenta la temperatura a la

que se produce la tasa máxima de pirólisis. La madurez térmica describe el alcance de las reacciones impulsadas por el calor que convierten la materia orgánica sedimentaria en petróleo ([Peters y Moldowan, 1993](#)).

En este trabajo se utilizaron los valores de IO, IH y T_{max} para obtener el grado y tipo de madurez de la materia orgánica. Para esto se graficaron muestras con $COT \geq 0.1$ y valores de $S2 \geq 0.1$ en un diagrama tipo Van Krevelen modificado ([Espitalié et al., 1985](#)).

CAPITULO 5 | RESULTADOS



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

En este capítulo se presentan los resultados de las diversas técnicas empleadas en campo y laboratorio de la sección San Antonio el Grande. Los resultados son de gran importancia debido a que estos son la base para el análisis e interpretación de las condiciones paleoambientales del afloramiento estudiado.

5.1 Características sedimentológicas de la sección San Antonio el Grande

La sección estudiada tiene un espesor de 29 m. Está caracterizada por estratos continuos con un buen grado de exposición sin perturbaciones tectónicas que afecten el análisis estratigráfico. Dicha sección abarca dos unidades litoestratigráficas que de base a techo corresponden a las Formaciones Agua Nueva y San Felipe. A constatación se presentan las características de cada una.

5.1.1 Formación Agua Nueva

El intervalo que corresponde a la Formación Agua Nueva tiene un espesor de 16 m. Esta unidad está compuesta principalmente por abundantes estratos paralelos de caliza, intercalada con ocasionales estratos de bentonita y escasos estratos de lutita calcárea. Hacia la base de la formación, los estratos de caliza principalmente presentan una textura tipo *wackestone-mudstone* y una fábrica usualmente laminada (aunque en algunos casos la laminación es deficiente). Presentan un color gris amarillento (5Y7/2) en superficie fresca y naranja rojizo moderado (10R 6/6) en superficie intemperizada. Esta litología se exhibe en estratos de espesores gruesos a medios (0.5-0.1 m) (Fig. 5.1A) y en su mayoría se encuentran bioturbados (índice de bioturbación, IB=1-3), siendo las zonas bioturbadas de un color más oscuro que la roca huésped (patrón oscuro sobre claro, DOL); sin embargo, en algunos casos, también pueden tener una coloración más clara (patrón claro sobre oscuro, LOD) (Fig. 5.1B). Además, en algunos estratos se observa la presencia de bandas y nódulos de pedernal de color negro (N1) alineados de manera paralela a las superficies de estratificación, con una longitud aproximada de 6 cm para las bandas y un diámetro de 3 cm para los nódulos (Fig. 5.1C). En algunos estratos de caliza se aprecian nódulos de pirita oxidada con un diámetro de aproximadamente 2 cm (Fig. 5.1D). Los estratos de caliza se alternan con ocasionales estratos finos a muy finos (0.1-0.03 m) de bentonita de color gris verdoso (5G 6/1) en superficie fresca y naranja rojizo (10R 6/6) en superficie intemperizada (Fig. 5.1E), y escasos estratos paralelos finos (0.06 m) laminados de lutita calcárea de color negro grisáceo (N2) (Fig. 5.1F).

En el intervalo 8-16 m los estratos de caliza presentan en su mayoría una textura tipo *wackestone*, una fábrica laminada y color naranja grisáceo (10YR 7/4) en superficie fresca y naranja rojizo moderado (10R 6/6) en superficie intemperizada. La caliza se presenta en estratos de espesores medios (0.2-0.1 m), en ciertos estratos se observan galerías oblicuas a la superficie de estratificación (IB=2-3). Estas galerías generalmente presentan un relleno de coloración más oscuro que la roca huésped (DOL) (Fig. 5.2A). Los estratos de caliza se alternan con ocasionales estratos finos a muy finos (0.1-0.03 m) de bentonita de color gris

verdoso (5G 6/1) en superficie fresca y naranja rojizo (10R 6/6) en superficie intemperizada (Fig. 5.2B), de igual manera que con escasos estratos finos (0.06 m) de pedernal de color negro (N1) (Fig. 5.2C).

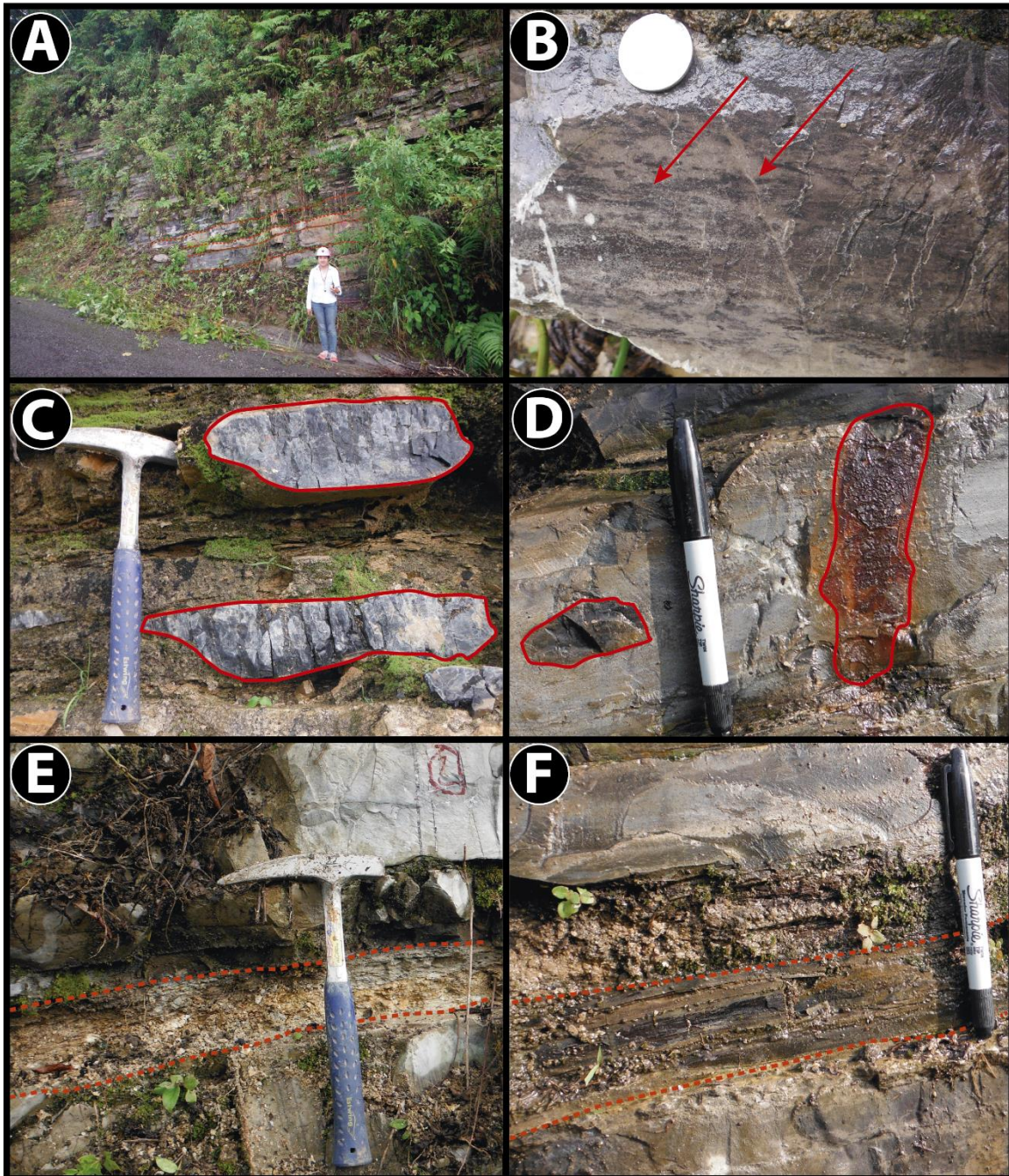


Figura 5.1 Características litológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada: A) estratos paralelos gruesos a medios de caliza; B) galerías paralelas a la estratificación (flecha); C) lentes de pedernal; D) nódulos de pirita; E) estrato de bentonita; F) estrato de lutita calcárea laminar paralela.

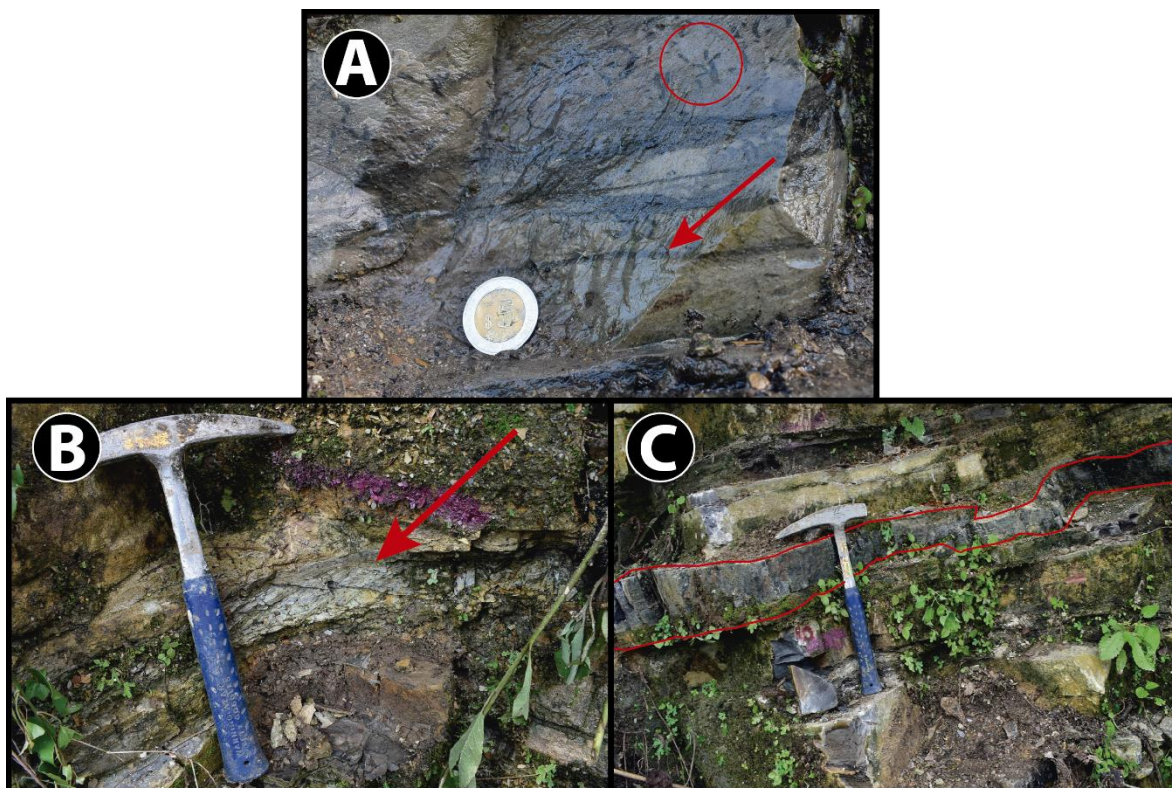


Figura 5.2 Características litológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada (intervalo 8-16 m): A) galerías paralelas (flecha) y oblicuas (círculo), con patrón de color oscuro sobre claro (DOL); B) estrato de bentonita (flecha); C) estratos de caliza con intercalaciones de estratos de pedernal (líneas

5.1.2 Formación San Felipe

El intervalo que corresponde a la Formación San Felipe tienen un espesor de 13 m. En esta unidad litoestratigráfica los estratos de caliza disminuyen su espesor de medios a finos (0.2-0.04 m) hacia la cima de la sección, y presentan una coloración marrón pálida amarillenta (10YR 6/2) en superficie fresca y marrón rojiza moderada (10R 4/6) en superficie intemperizada (Fig. 5.3A). Además, tienen una textura tipo *wackestone*; en los primeros 3 metros de esta unidad hay presencia de escasos lentes de pedernal de color negro (N1) con una longitud de 4-6 cm en los estratos de caliza (Fig. 5.3B). Adicionalmente en los primeros metros se observan galerías oblicuas a la superficie de estratificación (IB=3-4) con un patrón oscuro sobre claro (DOL) (Fig. 5.3C) y hacia el techo el índice de bioturbación disminuye (IB=1-2). Los estratos de caliza se alternan con abundantes estratos finos a muy finos (0.1-0.03 m) de bentonitas de color verde amarillento moderado (10GY 6/4).

Aunque el límite de ambas formaciones es transicional, el límite entre ellas se estableció en el metro 16 por encima de la base, debido a que desaparecen las capas de pedernal, el espesor de los estratos de caliza disminuye y la frecuencia de capas de bentonita aumenta (Fig. 5.4).

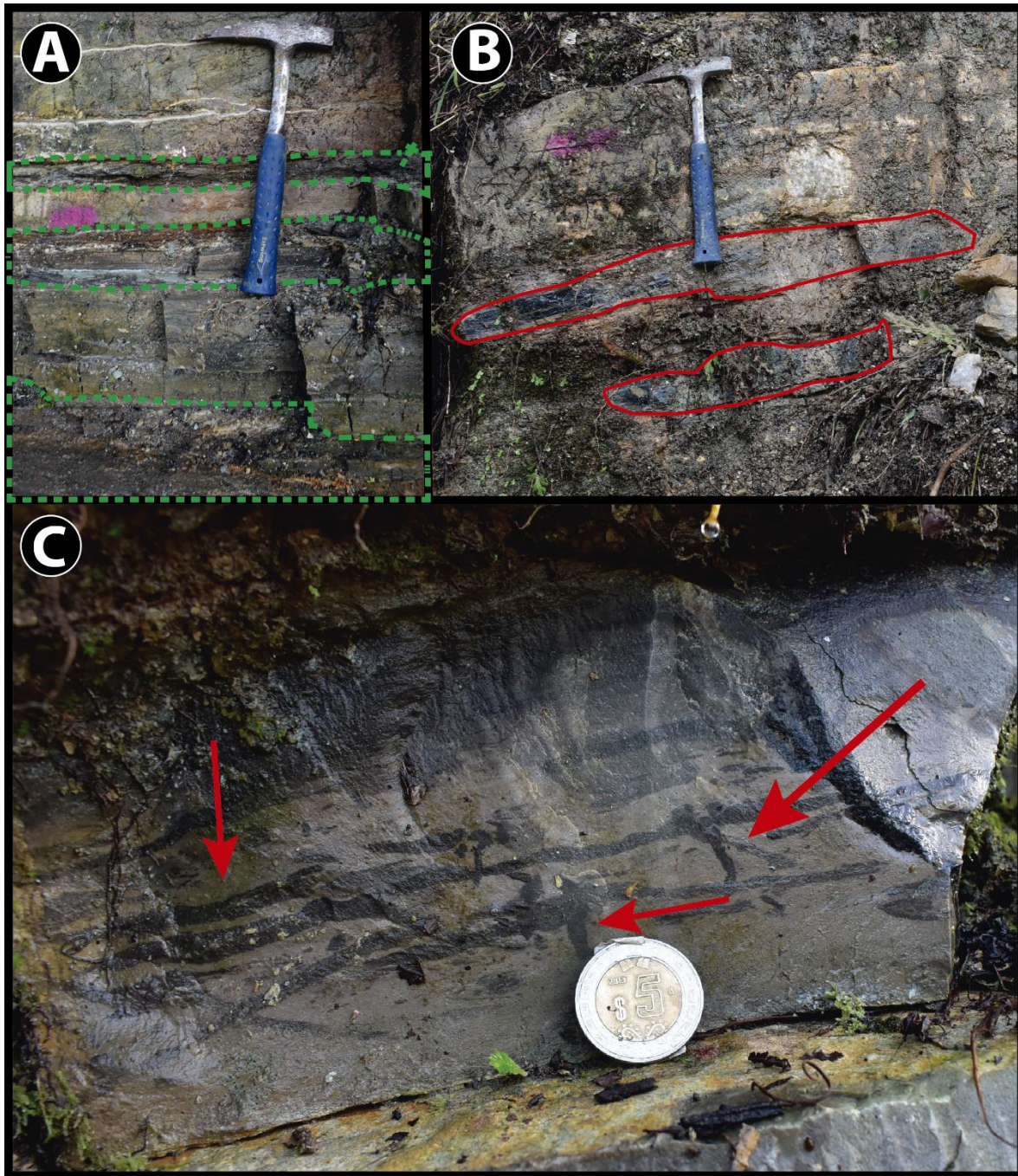


Figura 5.3 Características litológicas de la Formación San Felipe en la sección estudiada: A) se aprecia la Formación San Felipe representada por una sucesión de estratos delgados de caliza intercalados con estratos finos de bentonita (línea punteada); B) lentes de pedernal (líneas rojas); C) galerías paralelas y oblicuas al nivel de estratificación (flechas), con patrón de color oscuro sobre claro (DOL).



Figura 5.4 Contacto entre las Formaciones Agua Nueva y San Felipe (límite marcado con línea a trazos). El límite mostrado en esta imagen principalmente se definió debido al cambio de espesor de los estratos, la desaparición de las capas de pedernal y el aumento en la presencia de capas de bentonita.

5.2 Registros espectrales de minerales radiogénicos (K, U y Th)

Los valores de K, U y Th derivados del análisis de rayos gamma en campo presentan patrones de evolución distintivos. En la sección San Antonio el Grande el contenido de K varía entre 0.3 y 3.4 % y presenta un promedio de 1.24 %. Por su parte, el Th oscila entre 1.2 y 34 ppm y presenta un promedio de 5.82 ppm. Finalmente, el U varía entre 0.3 y 9.4 ppm y tiene un promedio de 2.68 ppm (Fig. 5.5). En general la abundancia de K y Th tiende a aumentar hacia el techo de la sección estratigráfica. Por el contrario, el U tiende a disminuir. En la Formación Agua Nueva el intervalo 4-7 m exhibe los valores más altos de U (hasta 9.4 ppm). Este intervalo también coincide con un incremento de K (hasta 2.3 %). En el intervalo 15-17 m, justo en la transición de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe, se presentan los valores más altos de K (hasta 3.4 %) y Th (hasta 34 ppm). Este intervalo coincide también con un ligero incremento en los valores de U (hasta 5 ppm). En la Formación San Felipe el intervalo 24-26 m muestra un ligero incremento de K (hasta 3.2 %), Th (hasta 17.8 ppm) y U (hasta 5.3 ppm).

Los valores de SGR, calculados usando la ecuación de [Ellis y Singer \(2007\)](#), varían entre 25.2 y 227.2 unidades API y tienen un promedio de 64.7 API (Fig.5.5). En general los valores de SGR tienden a incrementar ligeramente desde la Formación Agua Nueva hacia la Formación San Felipe. Existen tres intervalos que exhiben los máximos incrementos de los valores SGR: 4-7 m (hasta 106 API), 15-19 m (hasta 227.2 API), y 24-26 m (hasta 156.8 API).

Por otra parte, se calculó la relación elemental U/Th, que como ya se mencionó anteriormente se utiliza como indicador para evaluar las condiciones paleo-redox. Los valores de la relación U/Th varían entre 0.11 y 3.24 con un promedio de 0.68. En general los valores de esta relación son constantes a lo largo de la sección (<0.75) los cuales caen en el campo óxico a excepción de dos intervalos 0-6 m y 10-12 m los cuales sugieren condiciones anóxicas con pequeños intervalos disóxicos.

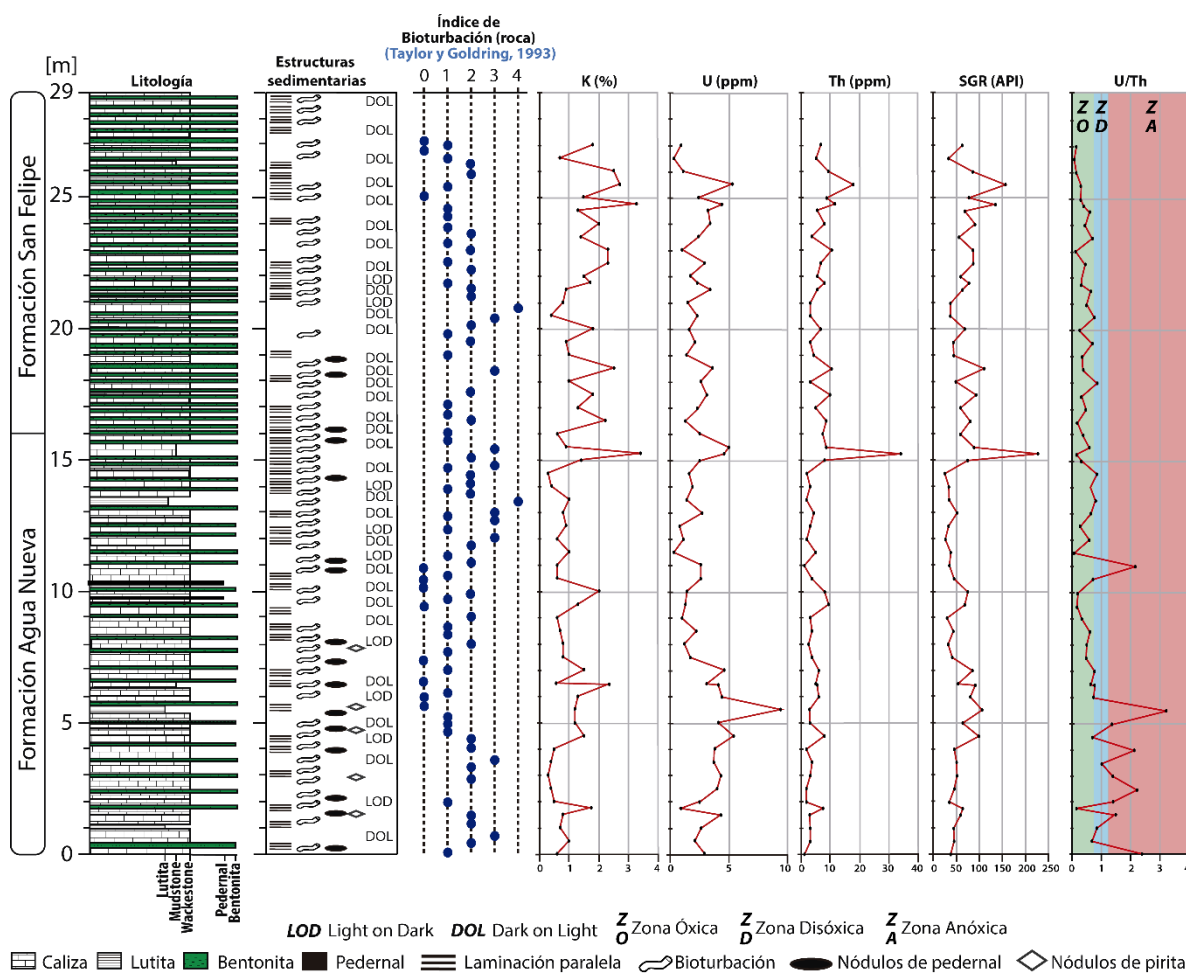


Figura 5.5 Columna litoestratigráfica de la sección San Antonio el Grande mostrando la litología, estructuras sedimentarias y la variación del índice de bioturbación en roca. Se ilustra también la variación en las concentraciones de K, U y Th, derivadas del análisis espectrométrico de rayos gamma aplicado, así como de los valores de Rayos Gamma Estándar (SGR) calculados y la relación U/Th.

5.3 Microfacies

El análisis petrográfico realizado en las 47 láminas delgadas permitió identificar cuatro microfacies tipo, designadas como MF-SA1, MF-SA2, MF-SA3 y MF-SA4 (Fig. 5.6). A continuación se describe cada una de ellas.

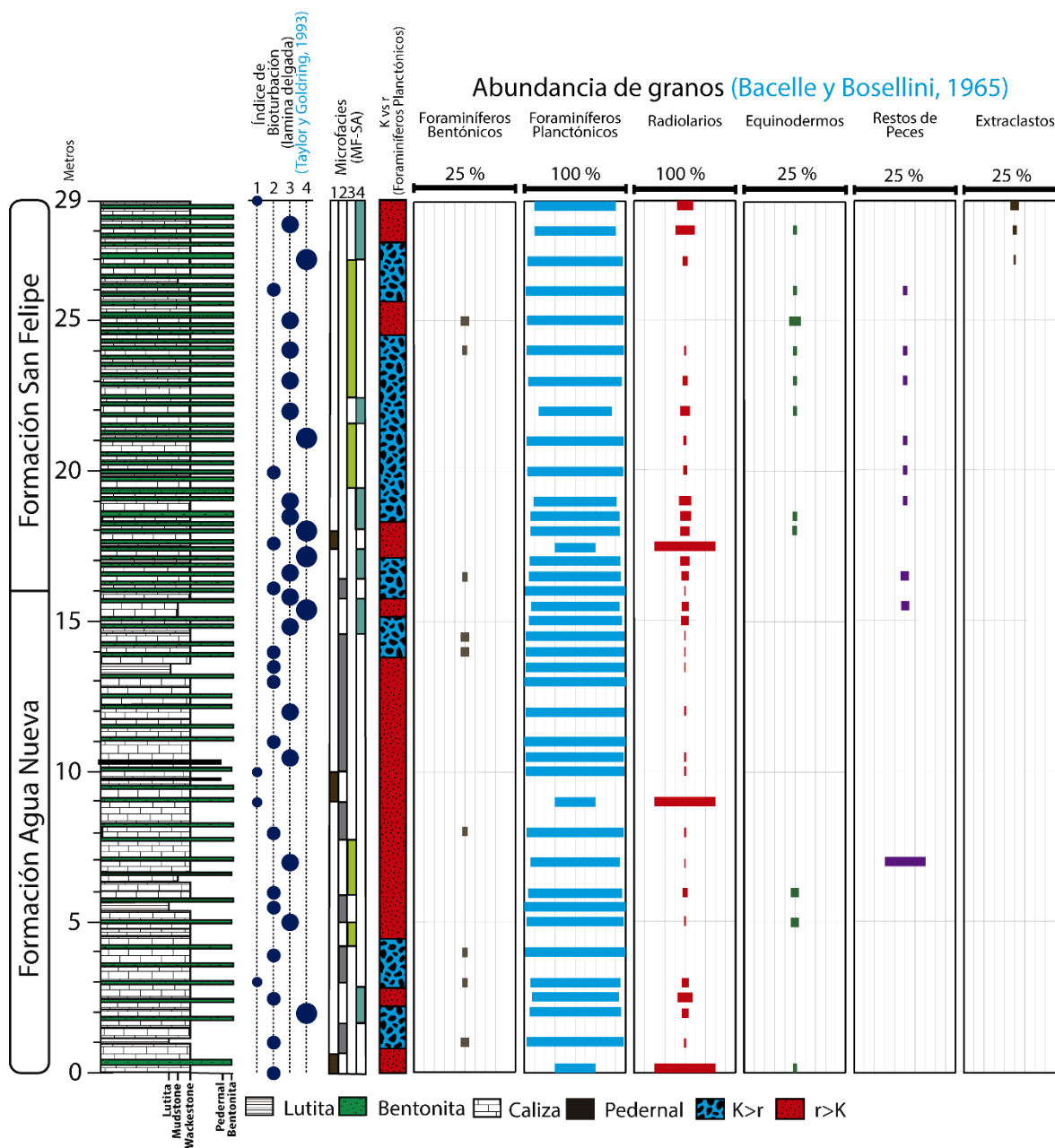


Figura 5.6 Distribución de microfacies (MF-SA1 a MF-SA4) en la sección San Antonio el Grande. Se observan además las variaciones en el índice de bioturbación de cada lamina delgada, el dominio en las formas de reproducción r y K de los foraminíferos planctónicos, y la abundancia de los aloquímicos.

5.3.1 MF-SA1. *Wackestone* con abundantes radiolarios y frecuentes foraminíferos planctónicos

Wackestone esparcido con abundantes radiolarios, frecuentes foraminíferos planctónicos y raras placas de equinodermos (Fig. 5.7). Esta microfacies presenta un índice de bioturbación bajo a moderado (IB= 1-2) y colores como marrón amarillento moderado (10YR 5/4) y gris oliva claro (5Y 5/2). En esta asociación dominan las formas de foraminíferos planctónicos típicos de las formas reproductivas *r*. Los foraminíferos planctónicos suelen presentar formas uniseriales (Fig. 5.7, A-B). Los radiolarios generalmente se encuentran calcitizados con tamaños variables (50–200 μm) (Fig. 5.7, A-B). Además, en muy pocas muestras es posible observar placas de equinodermos y galerías en formas arremolinadas con un patrón de color oscuro sobre claro (DOL) (Fig. 5.7, C-D). La microfacies MF-SA1 se presenta en la parte inferior de la columna (0-1 m) y en los intervalos 9-10 m y 17-18 m.

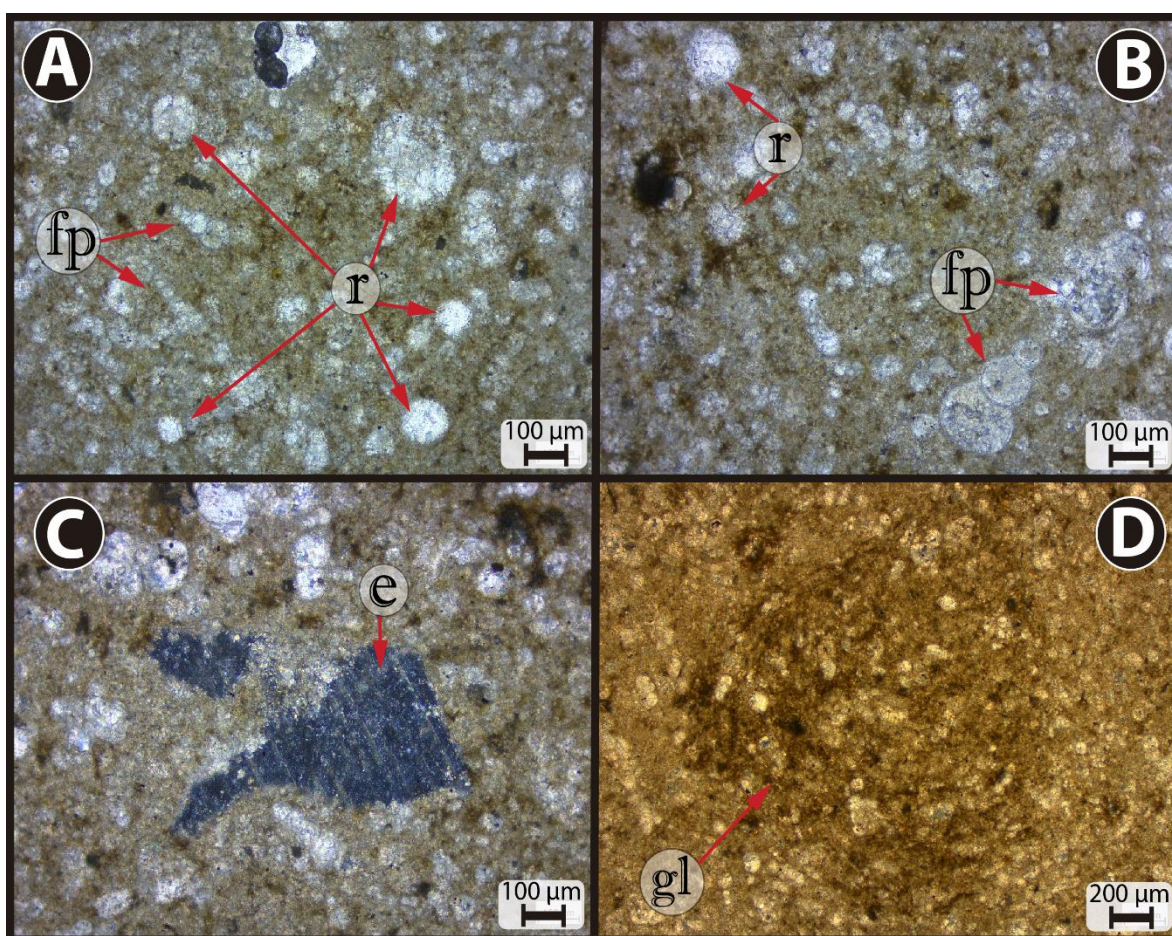


Figura 5.7 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA1: A) y B) *wackestone* esparcido con abundantes radiolarios (*r*) y frecuentes foraminíferos planctónicos (*fp*); C) placa de equinodermo (*e*) con luz polarizada; D) galería en forma arremolinada (*gl*) con un patrón de color oscuro sobre claro (DOL).

5.3.2 MF-SA2. *Wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos

Wackestone empaquetado con abundantes foraminíferos planctónicos y raros radiolarios y foraminíferos bentónicos. (Fig. 5.8). Esta microfacies presenta un índice de bioturbación moderado (IB=2-3) y colores como gris medio (N5) y marrón oliva claro (5Y 5/6). Los foraminíferos planctónicos suelen presentar forma trocoespiral, globular y uniserial (Fig. 5.8, A-B). Los foraminíferos bentónicos suelen presentar forma biserial, mientras que los radiolarios son de tamaños pequeños y se encuentran calcitizados (Fig. 5.8, C-D-F). Además, en algunas muestras es posible observar galerías en formas arremolinadas con un patrón de color oscuro sobre claro (DOL), (Fig. 5.8, E). Esta microfacies se presenta en la parte inferior de la columna (2-5 m) y corresponde a delgados intervalos que se intercalan con un intervalo de la microfacies MF-SA3 y MF-SA4. La microfacies MF-SA2 también está presente intermitentemente en la parte media de la columna (8-16 m).

5.3.3 MF-SA3. *Wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos y raros bioclastos

Wackestone empaquetado con abundantes foraminíferos planctónicos y raras placas de equinodermos, restos de peces, foraminíferos bentónicos y radiolarios (Fig. 5.9). Esta microfacies presenta un índice de bioturbación moderado a alto (IB= 2-3) y colores como oliva marrón moderado (5Y 4/4) y oliva pálido (10Y 6/2). Los foraminíferos planctónicos suelen presentar forma uniserial y biserial (Fig. 5.9, A-B). Por otro lado, en muy pocas muestras hay radiolarios que generalmente se encuentran calcitizados con tamaños pequeños. Además, la matriz contiene restos de peces y placas de equinodermos. (Fig. 5.10, C-D-E-F). Así mismo es posible observar galerías en forma arremolinada con un patrón de color oscuro sobre claro (DOL) (Fig. 5.9, G). Esta microfacies se encuentra en los intervalos 5-8 m, 19-21 m y 23-27m.

5.3.4 MF-SA4. *Wackestone* bioturbado con abundantes foraminíferos planctónicos

Wackestone bioturbado con abundantes foraminíferos planctónicos, escasos radiolarios y raros foraminíferos bentónicos (Fig. 5.10). A diferencia de la asociación anterior, esta microfacies se encuentra más bioturbada, con un índice de bioturbación alto (IB=3-4). En lámina delgada presenta colores como marrón amarillento oscuro (10YR 2/2) y verde amarillo oscuro (5GY 5/2). En esta asociación dominan las formas de foraminíferos planctónicos típicos de las formas reproductivas K. Los foraminíferos planctónicos suelen presentar forma trocoespiral, mientras que los radiolarios son de tamaños pequeños y se encuentran calcitizados (Fig. 5.10, A-B). Además, hay presencia de galerías en formas arremolinadas con un patrón de color oscuro sobre claro (DOL) (Fig. 5.10, E-F), y en menor proporción un patrón de color claro sobre oscuro (LOD) (Fig. 5.10A). Por otro lado, en las muestras localizadas en la parte superior de la columna hay presencia de extraclastos como cuarzo (5.10, C). Esta microfacies se encuentra en la parte inferior de la columna (3-5 m) y

en la parte media-superior de la columna (15-29 m), usualmente como delgados intervalos que se intercalan con intervalos de la microfacies MF-SA3.

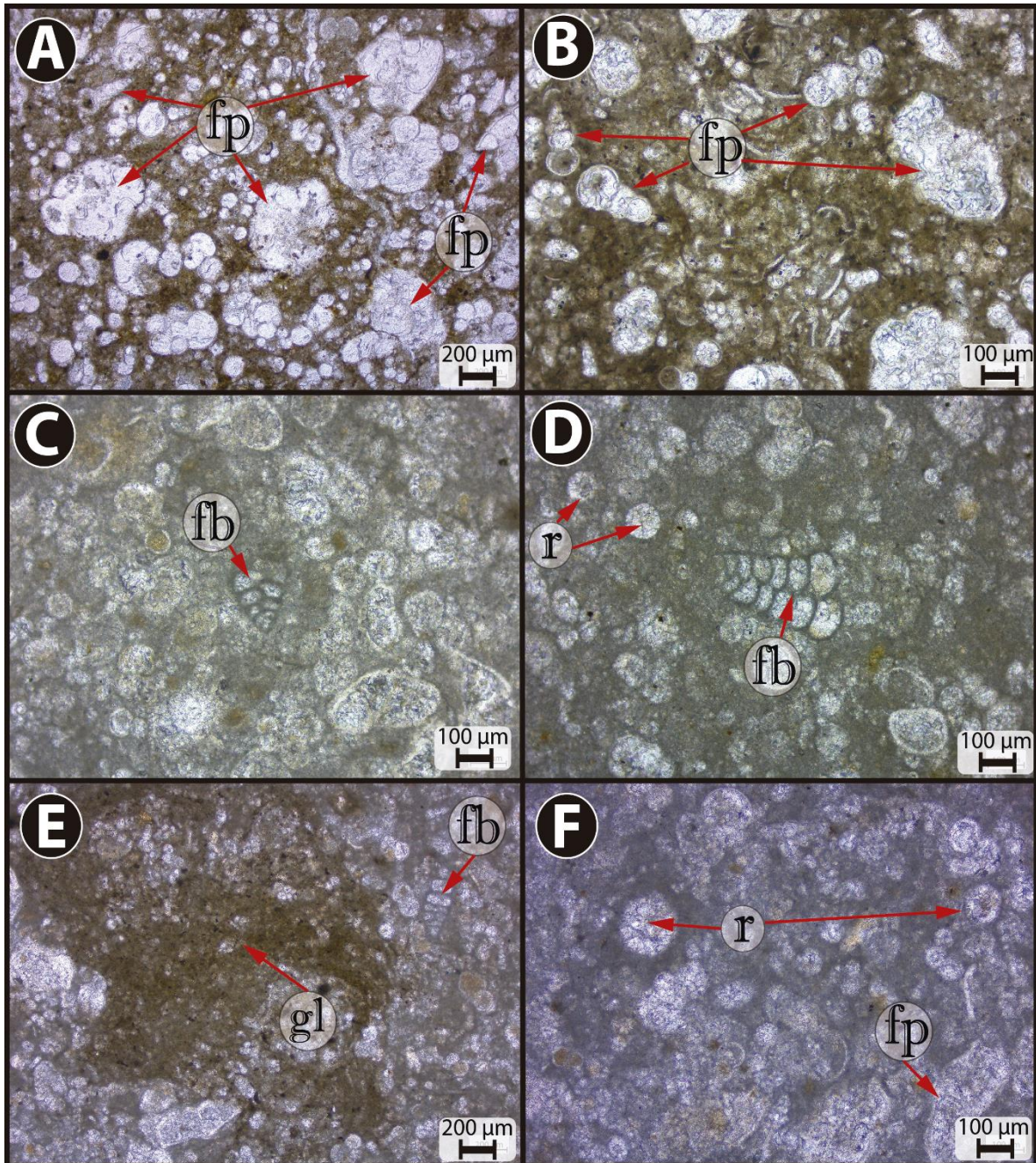


Figura 5.8 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA2: A) y B) *wackestone* bioturbado con abundantes foraminíferos planctónicos (fp); C) y D) *wackestone* empaquetado con abundantes foraminíferos planctónicos (fp), raros foraminíferos bentónicos (fb) y raros radiolarios (r); E) *wackestone* empaquetado con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) y raros foraminíferos bentónicos (fb) con galerías en formas arremolinadas de los granos (gl) con un patrón de coloración oscuro sobre claro (DOL); F) *wackestone* empaquetado con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) y raros radiolarios (r).

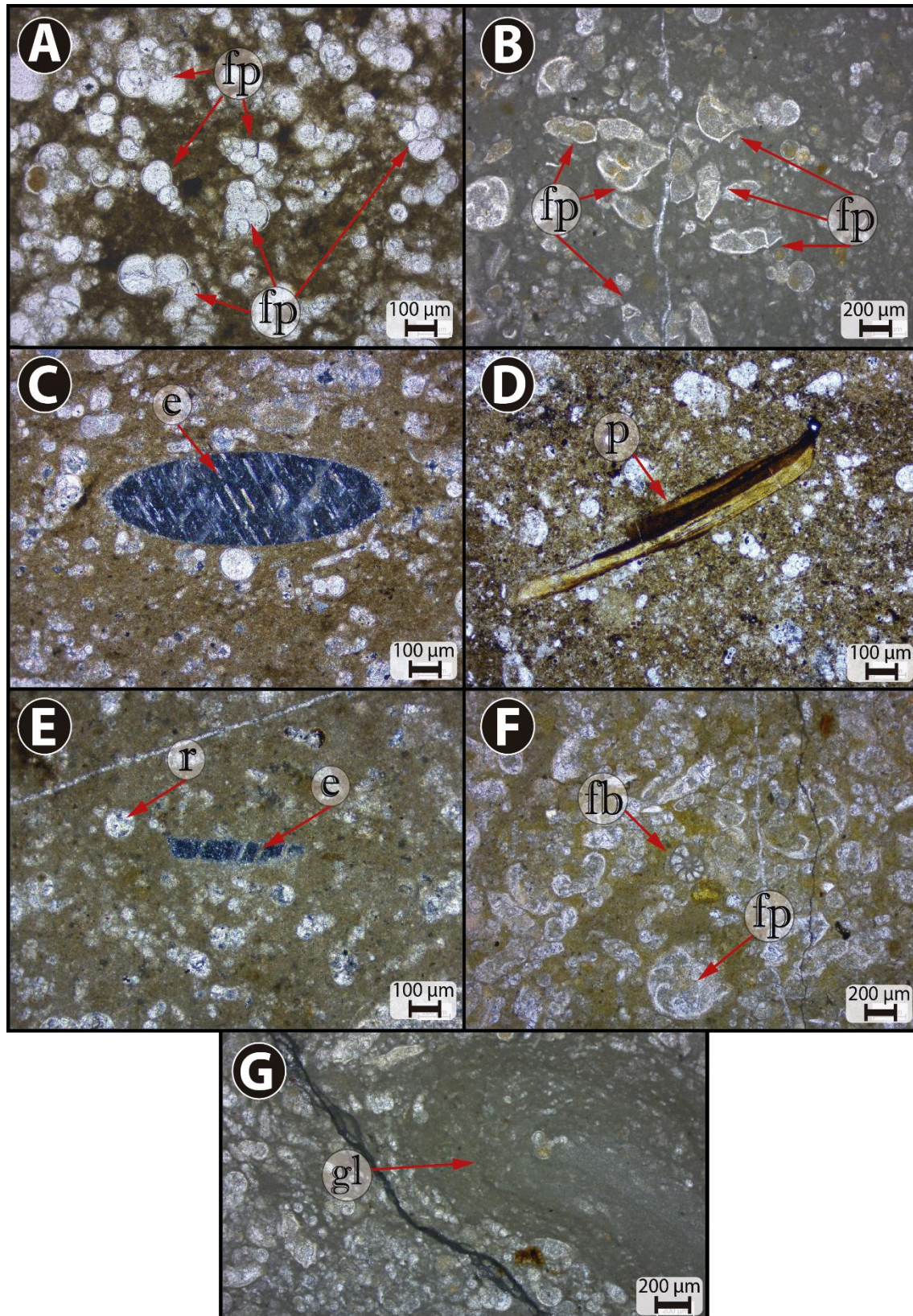


Figura 5.9 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA3: A) y B) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) con formas uniseriales, biseriales y trocoespirales con un alto grado de bioturbación (IB=3); C), D) E) y F) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) y raras placas de equinodermos (e) radiolarios (r), restos de pez (p) y foraminíferos bentónicos (fb); G) galerías (gl) con un patrón de coloración oscuro sobre claro (DOL). **67**

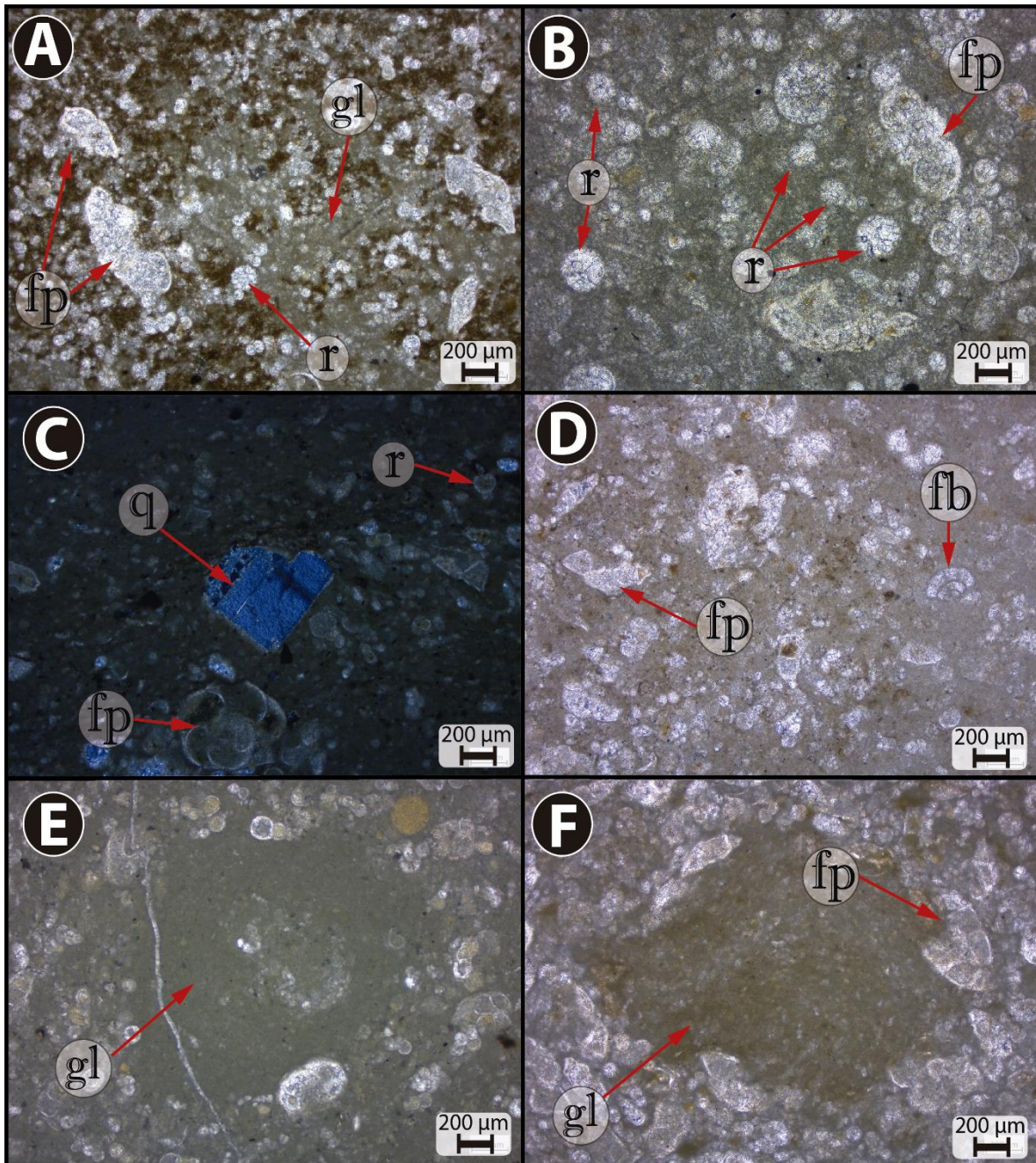


Figura 5.10 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF-SA4: A) y B) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) y frecuentes radiolarios (r), con un grado de bioturbación alto (IB=3); el relleno de las galerías (gl) presenta un patrón de coloración claro sobre oscuro (LOD); C) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (fp), frecuentes radiolarios (r) y raros fragmentos de cuarzo (q); D) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) y raros foraminíferos bentónicos (fb); E) y F) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) con un grado de bioturbación alto (IB=4); se aprecian galerías (gl) con apariencia arremolinada de los granos, el relleno de estas estructuras presenta un patrón de coloración oscuro sobre claro (DOL).

5.4 Petrografía de pedernales

Las 8 muestras de pedernal analizadas fueron tomadas a lo largo de la Formación Agua Nueva. Bajo el microscopio, las láminas delgadas presentan laminación y colores negro (N1), gris oscuro (N3) y marrón oliva claro (5Y 5/6) (Fig. 5.11). Los foraminíferos planctónicos son los granos más comunes. Presentan una pared silicificada y cámaras con escaso material calcáreo aun conservado. Por otro lado, las cámaras presentan en su interior materia orgánica ocasionalmente oxidada. Además, hay frecuentes radiolarios silicificados (Fig. 5.11, A-C). En algunas zonas la matriz fue silicificada, pero en otras aún conserva su naturaleza calcárea (Fig. 5.11, B).

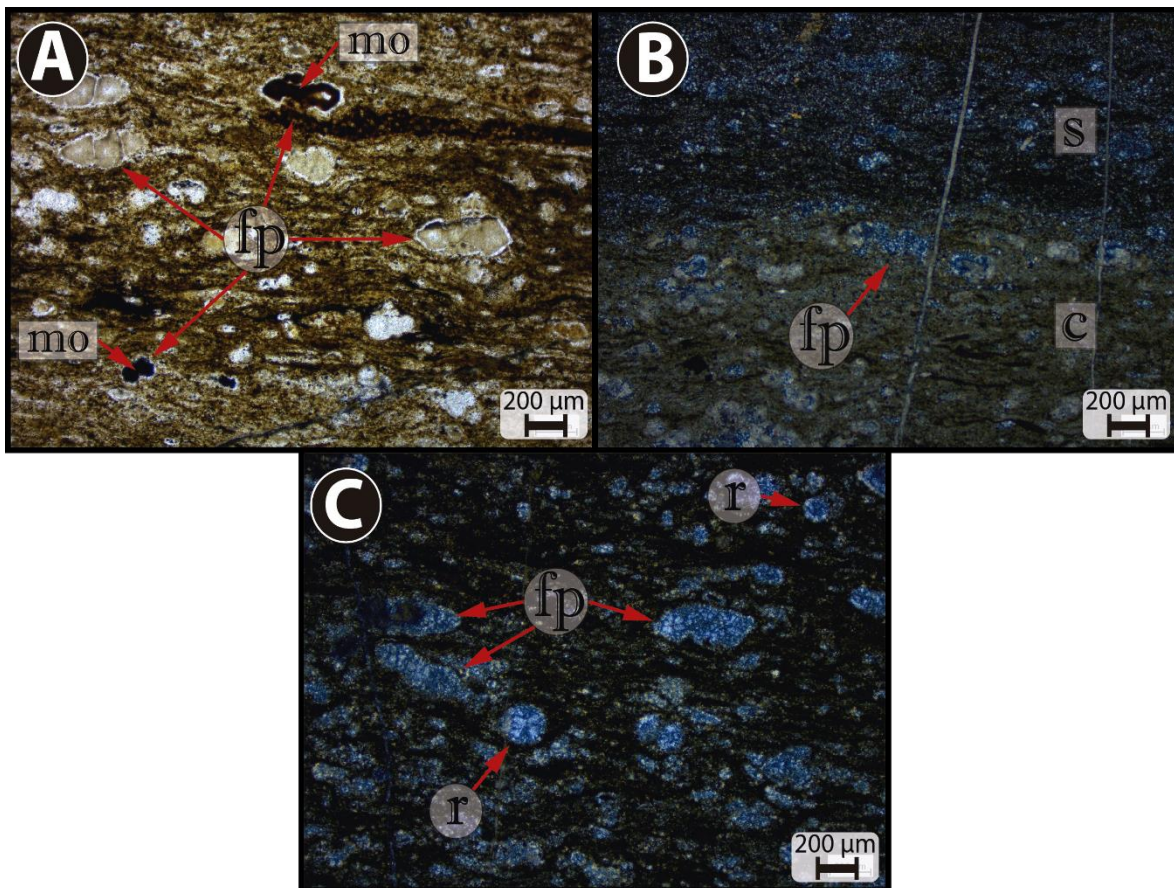


Figura 5.11 Fotomicrografías representativas de la petrografía de pedernales: A) Pedernal laminado con frecuentes foraminíferos planctónicos silicificados (fp) y cámaras con materia orgánica (mo); B) pedernal laminado con abundantes foraminíferos planctónicos (fp) con matriz carbonatada (c) y silicificada (s); C) foraminíferos planctónicos (fp) y radiolarios (r) silicificados.

5.5 Bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos

De acuerdo con la asociación de foraminíferos planctónicos, la sección San Antonio El Grande abarca el intervalo que va de la Zona *Helvetoglobotruncana helvetica*, del Turoniano temprano—Turoniano medio, a la zona *Dicarinella asymetrica*, del Coniaciano tardío—Santoniano (Fig. 5.12).

Turoniano

La Zona *Helvetoglobotruncana helvetica* (0-10m) se infiere a partir de la presencia de especies como *Praeglobotruncana stephani*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Praeglobotruncana gibba*, *Dicarinella hagni*, *Dicarinella marianosi*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella aumalensis*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella inornata*, *Marginotruncana marginata*, *Marginotruncana paraconcavata*, *Marginotruncana renzi*, *Marginotruncana schneegansi*, *Marginotruncana sigali*, así como escasos ejemplares mal preservados de *Helvetoglobotruncana helvetica*.

En el intervalo 10-13.5 m, la asociación compuesta por *Dicarinella hagni*, *Marginotruncana marginata*, *Marginotruncana paraconcavata*, *Marginotruncana renzi*, *Marginotruncana schneegansi* y *Marginotruncana undulata* indican que este nivel podría corresponder con la Zona *Marginotruncana schneegansi*.

Coniaciano

La Zona *Dicarinella concavata* (13.5-21.5 m) se infiere por la presencia de *Dicarinella concavata*, *Dicarinella imbricata*, *Dicarinella hagni*, acompañados por frecuentes ejemplares de *Whiteinella* spp. y *Marginotruncana* spp.

Santoniano

Por último, la Zona *Dicarinella asymetrica* (21.5-29 m) se establece a partir de la presencia de *Dicarinella asymetrica* en asociación con *Dicarinella concavata*, así como con frecuentes ejemplares de marginotruncánidos y globotruncánidos.

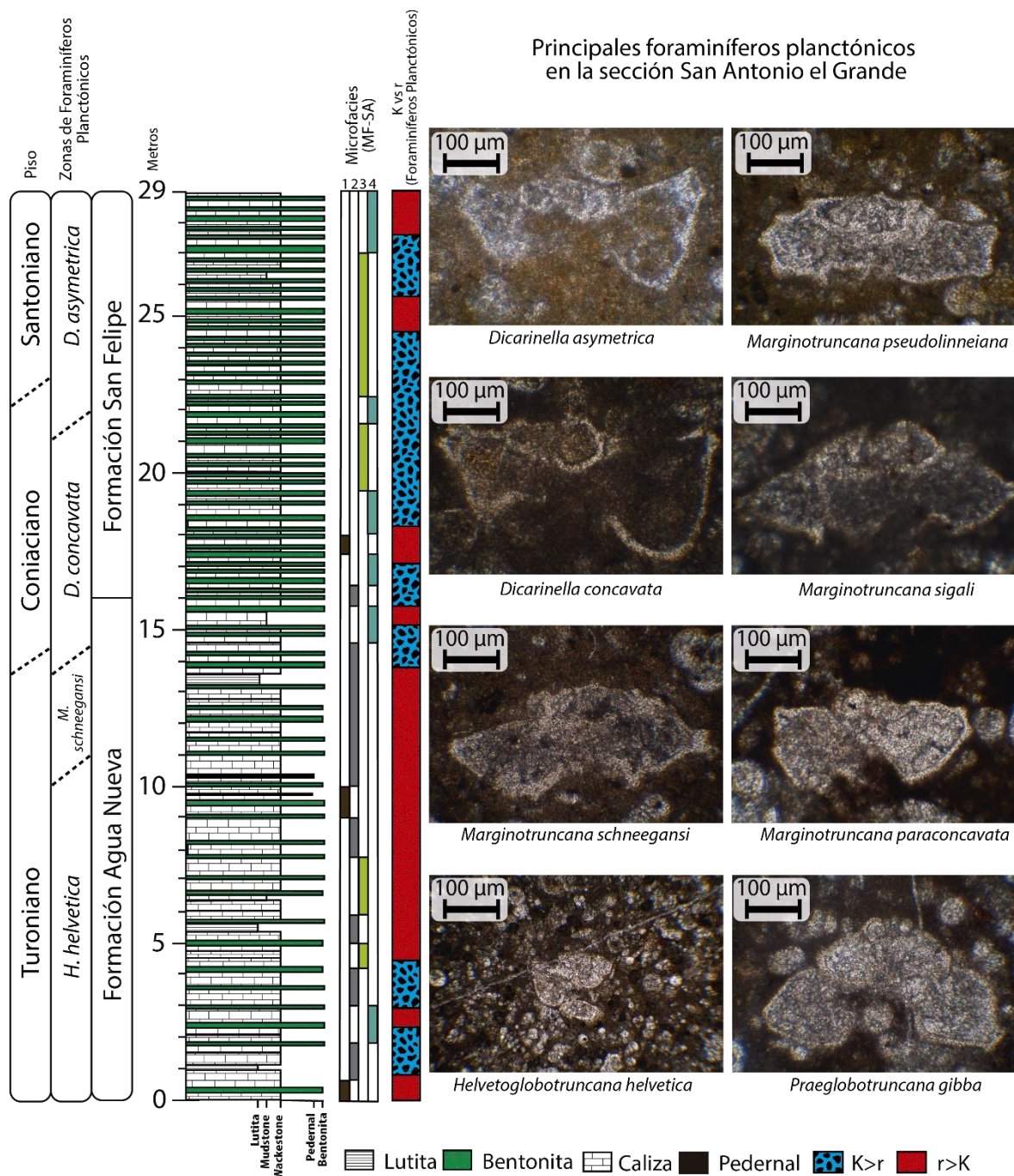


Figura 5.12 Biozonas de foraminíferos planctónicos en la sección San Antonio el Grande. Se muestran fotomicrografías de los organismos índice para la determinación de las biozonas, así como fauna acompañante. También se muestran las variaciones en las microfacies (MF-SA1 a MF-SA4) y el dominio en las formas de reproducción r y K de los foraminíferos planctónicos.

5.6 Composición mineral

Las concentraciones minerales determinadas mediante DRX y sus variaciones se encuentran representadas en la Fig. 5.13. A continuación, se describen las variaciones para cada mineral. La calcita (Cc) es el mineral más abundante en las muestras estudiadas, con valores que oscilan entre 26 y 86%, con un promedio de 60.2%. Por otro lado, el cuarzo (Qtz) varía entre 9 y 55%, con un promedio de 30.7%. Por su parte, el contenido de plagioclasa (Plg) oscila entre 0 y 9%, con un promedio de 4.7%. Finalmente, los filosilicatos (Ph) tienen una abundancia que varía entre 0 y 42%, presentando un promedio de 4.1%. En general, la concentración de calcita disminuye hacia el techo de la sección estratigráfica. Por el contrario, las concentraciones de cuarzo, plagioclasa y filosilicatos tienden a aumentar ligeramente. En la Formación Agua Nueva, el intervalo 4-9 m exhibe los valores más altos de calcita (hasta 86%). Este intervalo coincide con los valores más bajos de cuarzo (hasta 9%). En la Formación San Felipe el intervalo 27-29 m muestra los valores más altos de filosilicatos (hasta 42 %) y más bajos de calcita (hasta 26%).

Los valores del índice detrítico (ID), obtenidos con los porcentajes minerales, oscilan entre 0.1 y 2.8, con un promedio de 0.7 (Fig. 5.13). De manera general, los valores del índice detrítico tienden a incrementar desde la Formación Agua Nueva hacia la Formación San Felipe. En la sección estudiada el intervalo 26-29 m exhibe los valores más altos (hasta 2.8), mientras que el intervalo 4-9 m muestra los valores más bajos (hasta 0.1).

5.7 Contenido de carbono orgánico total (COT)

El contenido de carbono orgánico total (COT) fluctúa entre 0.02% y 6.5%, con un promedio de 1.1%. La mayoría de las muestras presentan valores bajos de COT (<2%), sin embargo, las muestras del intervalo 1-7 m, dentro de la Formación Agua Nueva, tienen valores de COT relativamente altos (>2%) (Fig. 5.14).

5.8 Valores del IH, IO Y T_{max}

Los valores del índice de hidrógeno (IH) y del índice de oxígeno (IO) oscilan entre 17 y 259 mgHC/gCOT (promedio de 89.56 mgHC/gCOT) y entre 19 y 1008 mgCO₂/gCOT (promedio de 294 mgCO₂/gCOT). Los valores de T_{max} varían entre 372 y 520 °C, con un promedio de 450 °C (Fig. 5.14).

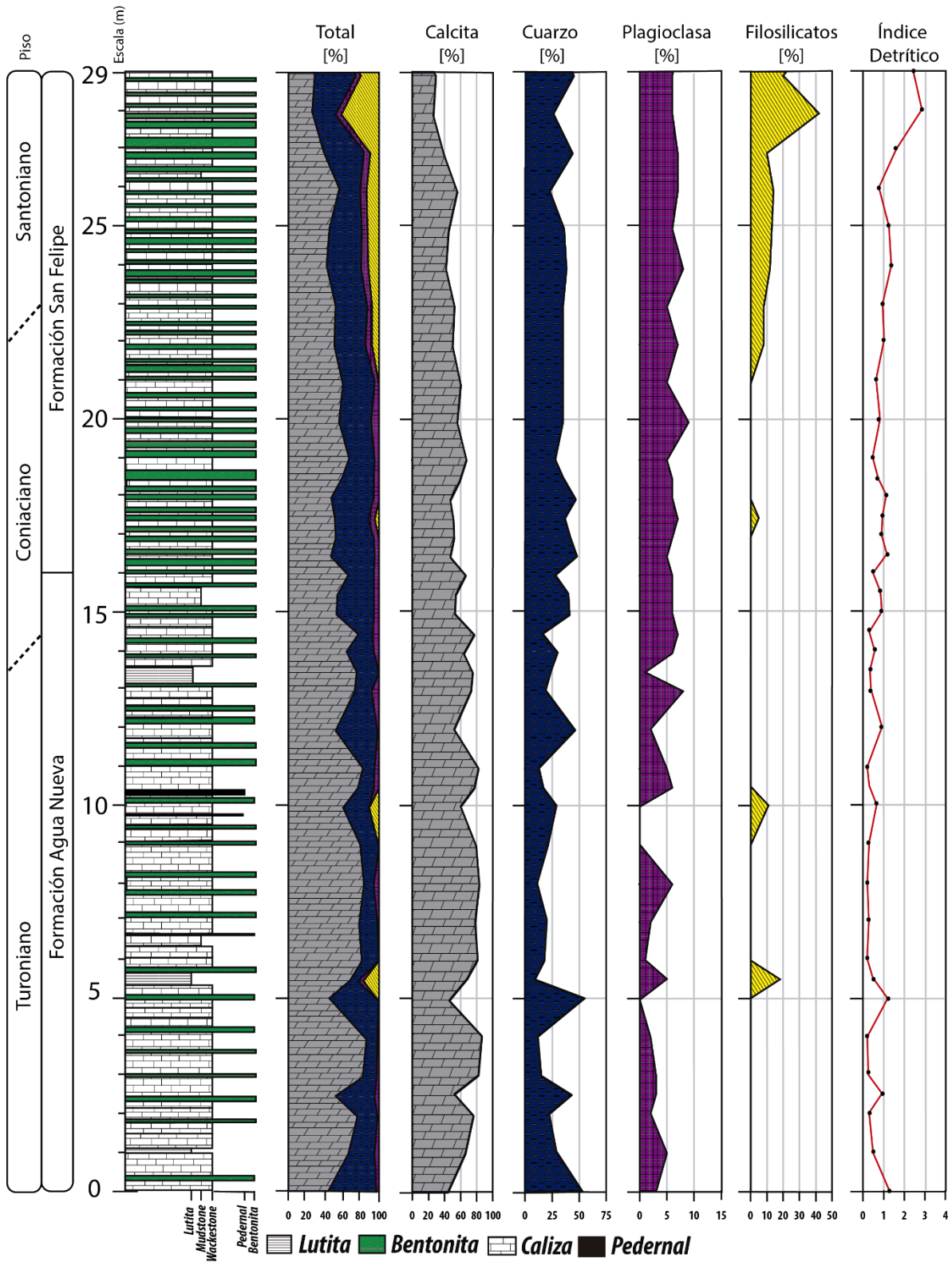


Figura 5.13 Composición mineralógica y variación en el índice detrítico en la sección San Antonio El Grande.

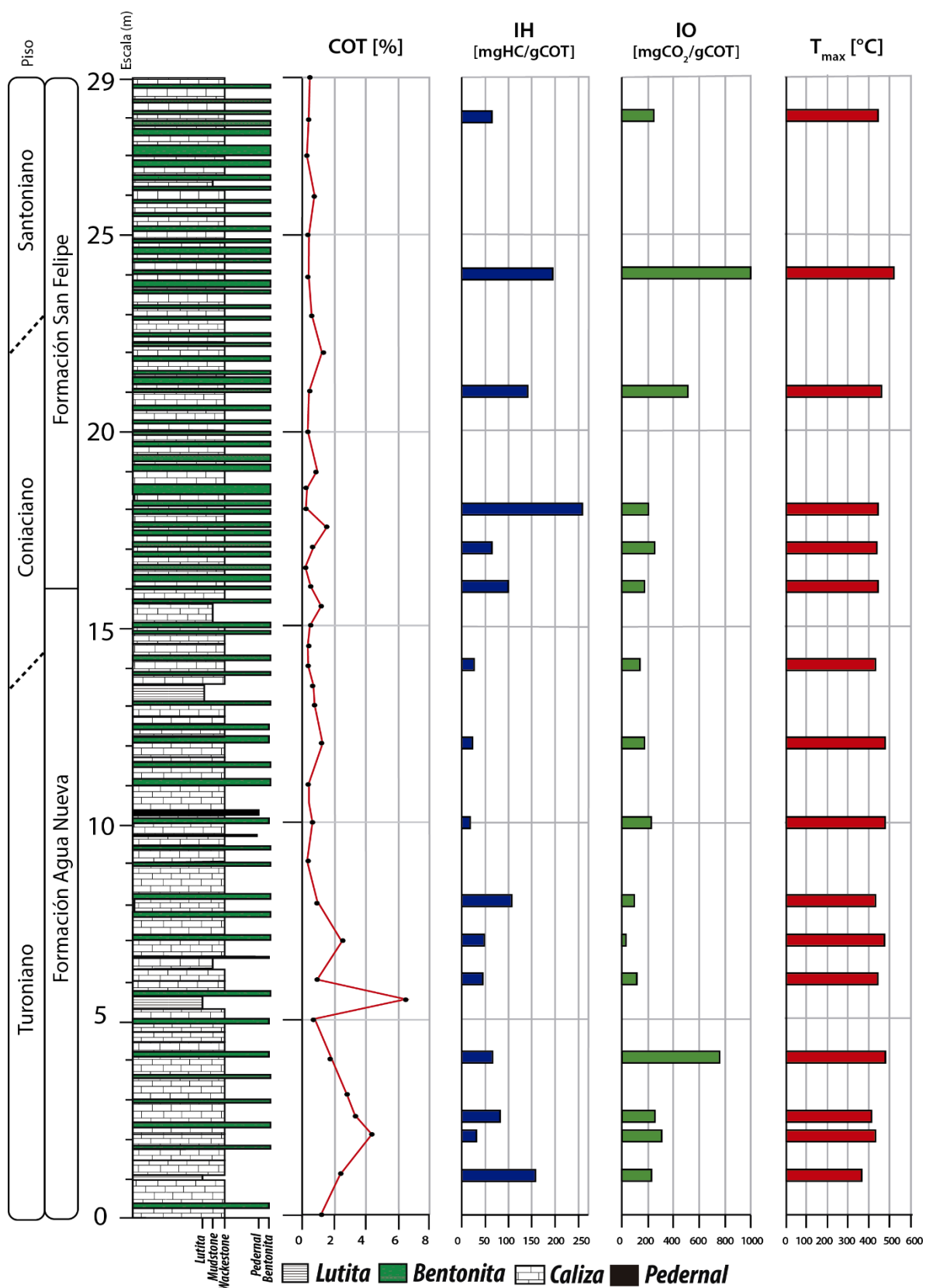


Figura 5.14 Contenido de carbono orgánico total (COT) y resultados del análisis de Pirólisis Rock-Eval

5.9 Composición química

Los constituyentes más abundantes de la sección San Antonio el Grande son CaO (18.04–43.51%, promedio: 32.71%) y Al₂O₃ (0.88–6.4%, promedio: 2.22%). Las concentraciones de K₂O, Fe₂O₃, Na₂O y MgO son menos abundantes (<3%) (Fig. 5.15). Los cambios más significativos en la distribución de estos elementos ocurren en el intervalo 21-26 m donde el contenido de CaO es bajo y los otros elementos mayores muestran incrementos significativos. Por el contrario, el intervalo 2-7 m exhibe un contenido alto de CaO y valores bajos de los otros elementos mayores. Este intervalo coincide con los valores más altos de COT (hasta de 6.5%).

Por otro lado, los valores del índice de alteración química (IAQ) fluctúan entre 40.46 y 77.12 (Fig. 5.15). El IAQ es relativamente constante a lo largo de la sección, mostrando incrementos de moderados a fuertes dentro de los intervalos 3-6 m y 9-12 m. El intervalo 3-6 m coincide con los valores más altos de COT.

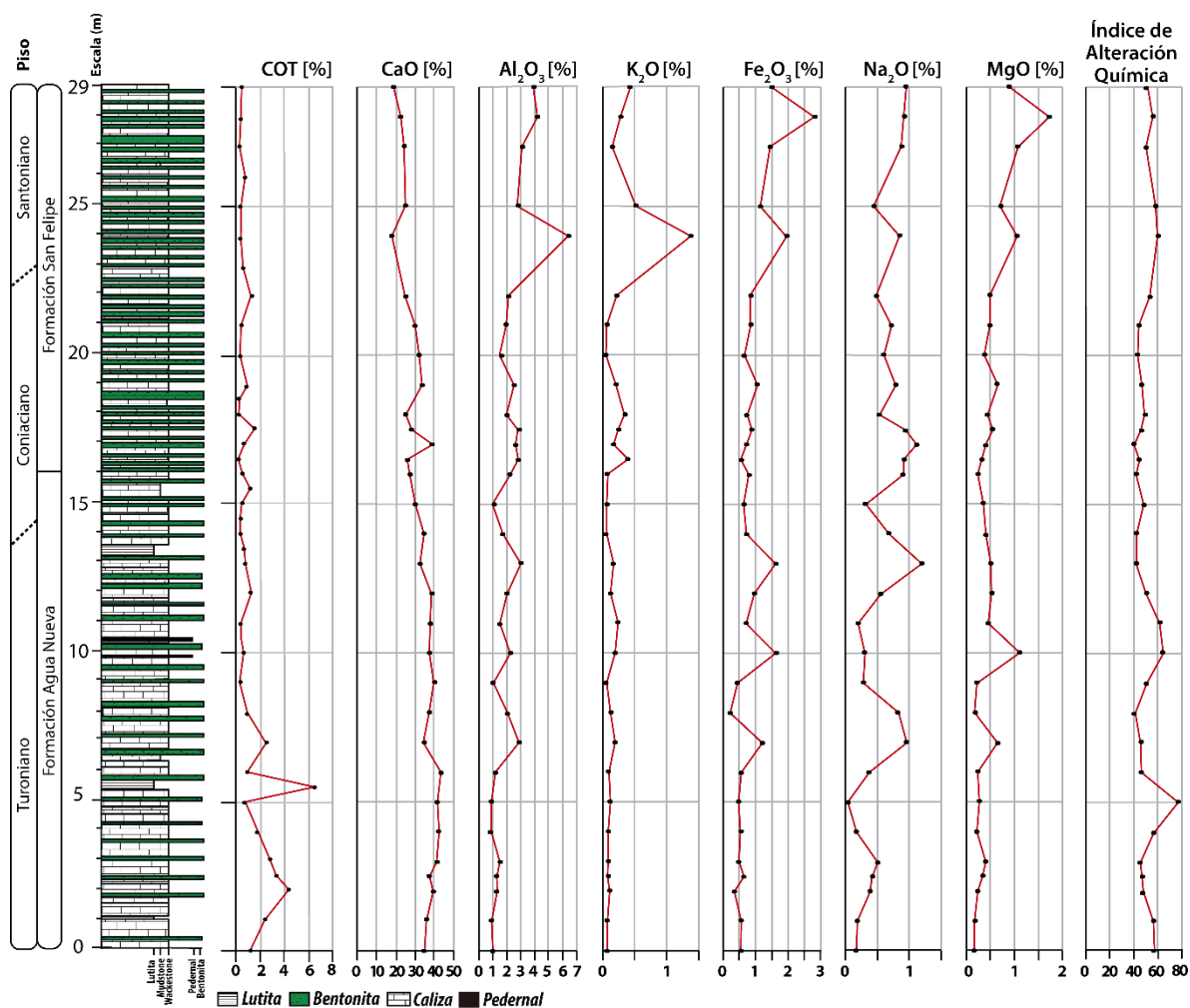


Figura 5.15 Contenidos de elementos principales, carbono orgánico total (COT) y valores del índice de alteración química (IAQ) en la sección San Antonio el Grande.

Las concentraciones de los elementos traza obtenidas por la técnica de ICP-MS y sus variaciones se encuentran representadas en la Fig. 5.16A. El contenido de zirconio (Zr) varía entre 1 y 64 ppm, con un promedio de 14.83 ppm. Las concentraciones de uranio (U) oscilan entre 0.3 y 3.3 ppm, con un promedio de 1.12 ppm. Por otro lado, el vanadio (V) fluctúa entre 6 y 90 ppm, con un promedio de 20.26 ppm. Por su parte el molibdeno (Mo) varía entre 0.06 y 1.96 ppm, con un promedio de 0.36 ppm. Las concentraciones de manganeso (Mn) oscilan entre 150 y 618 ppm, con un promedio de 404.56 ppm. El contenido de níquel (Ni) fluctúa entre 0.5 y 71.4 ppm, con un promedio de 13.14 ppm. Finalmente, las concentraciones de fósforo (P) varían entre 150 y 540 ppm, con un promedio 265.33 ppm. En general, las concentraciones de Zr y Mn aumentan hacia la cima de la sección estratigráfica. Por el contrario, las concentraciones de U, V y Ni disminuyen hacia la parte superior de la sección. De manera general, el Mo tiende a disminuir hacia la cima de la sección, sin embargo, existe un aumento considerable en el metro 25. Finalmente, el P presenta una baja variabilidad, disminuyendo ligeramente hacia la cima de la sección. En la Formación Agua Nueva el intervalo 4-7 m exhibe los valores más altos de COT (hasta 6.5%), V (hasta 90 ppm) y P (hasta 540 ppm). Este intervalo también coincide con un incremento en las concentraciones de U (hasta 3.2 ppm), Mo (hasta 1.11 ppm) y Ni (hasta 65.7 ppm). El intervalo 10-12 m exhibe los valores más altos de U (hasta 3.3 ppm). Este intervalo coincide con un incremento en las concentraciones de V (hasta 60 ppm) y Mo (hasta 1.37 ppm). En la Formación San Felipe el intervalo 22-25 m muestra los valores más altos de Zr (hasta 64 ppm) y Mo (hasta 1.96 ppm). Este intervalo coincide con un ligero incremento en el U (hasta 2.2 ppm) y V (hasta 31 ppm). El intervalo 27-29 m exhibe los valores más altos de Mn (hasta 618 ppm), coincidiendo con un incremento en el Zr (hasta 41 ppm).

Los factores de enriquecimiento (FE) del U, V, Mo y Ni tienen un promedio menor a 10 y varían de la siguiente forma: FE_U : 0.63-51.89, promedio: 7.47; FE_V : 0.47-23.38, promedio: 3.37; FE_{Mo} : 0.37-27.4, promedio: 7.27, FE_{Ni} : 0.14-50.78, promedio: 4.05. Por el contrario, los factores de enriquecimiento (FE) del Mn y P mayores a 10 y varían de la siguiente forma: FE_{Mn} : 0.91-65.69, promedio 11.11, y FE_P : 2.02-106.31, promedio: 15.1). En general los FE del U, V y Mo disminuyen hacia la cima de la sección estratigráfica. Los FE del Mn, Ni y P son relativamente constantes a lo largo de la sección, mostrando incrementos de moderados a fuertes dentro de los intervalos 1-5 m, 7-9 m y 14-17 m.

5.10 Composición isotópica de S en pirita

Las piritas analizadas tienen valores de $\delta^{34}S$ que varían entre -40.3‰ y -7.2‰. En particular, la pirita del nódulo (SAPy3) tiene un valor de -7.2‰, mientras que las piritas laminadas (SAPy1 y SAPy2) presentan valores de -33.6‰ y -40.3‰ (Fig. 5.16). Por otra parte, el fraccionamiento isotópico del azufre entre el sulfato y la pirita ($\Delta S_{\text{sulfato-py}}$), calculado a partir de la composición isotópica promedio del sulfato marino para el lapso Turoniano—Santoniano ($\delta^{34}S = +17‰$ a $+21‰$, promedio alrededor de $+19‰$; [Paytan y McLaughlin, 2007](#)), varía entre 36.2‰ y 59.3‰.

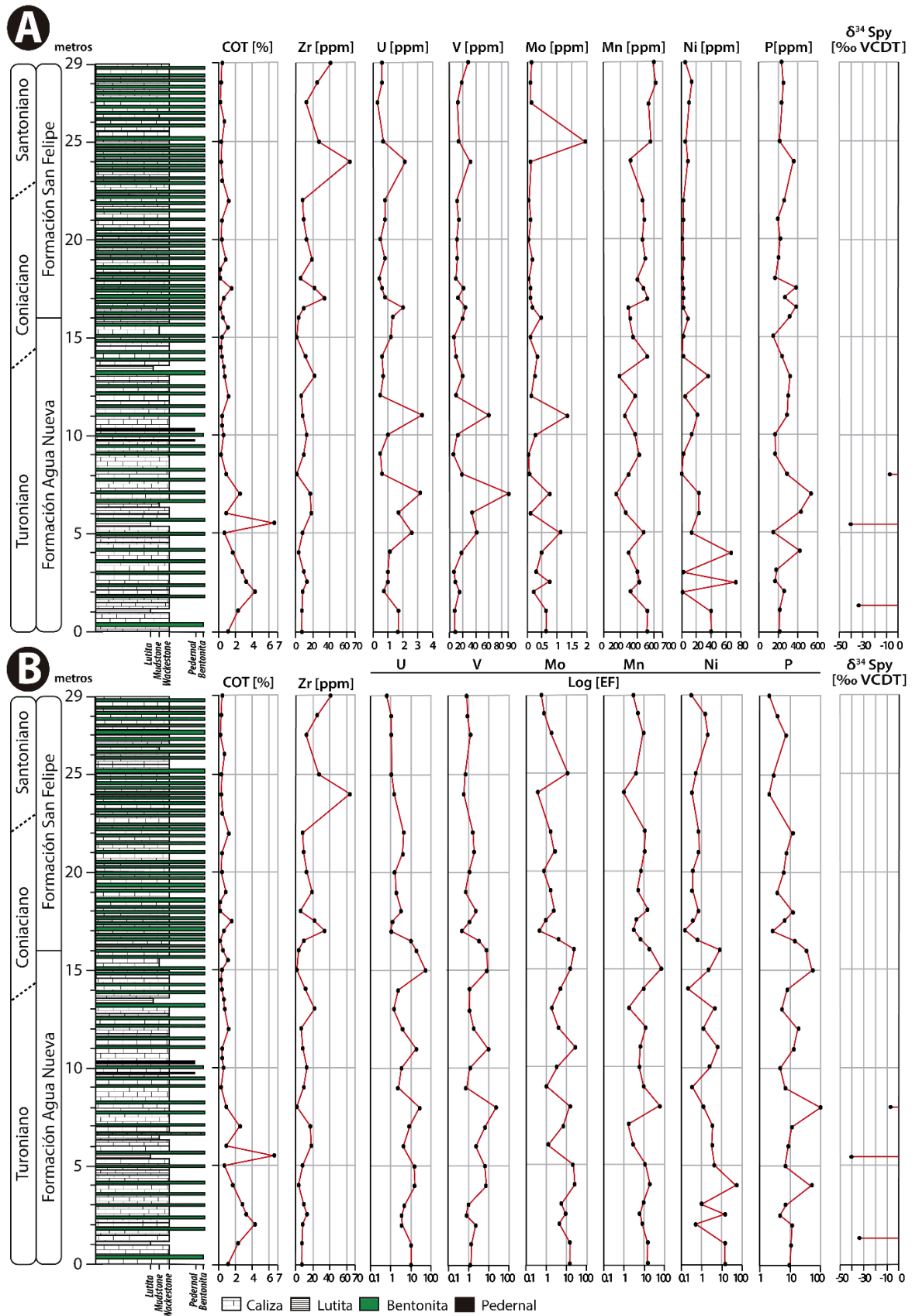


Figura 5.16 Distribución de elementos traza a lo largo del intervalo Turoniano—Santoniano de la sección San Antonio el Grande, comparada con la variación del contenido de carbono orgánico total (COT) y de Zr (A) concentraciones totales (B) factores de enriquecimiento en escala logarítmica. Además, se muestran los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de las piritas.

5.11 Relaciones Inter-elementales (PCA)

Los dos primeros componentes principales (PC1 y PC2) son estadísticamente significativos bajo el modelo de *Broken Stick* y representan el 48.7 y 30.7%, respectivamente, de la varianza total del conjunto de datos (Fig. 5.17). A lo largo del PC1, el Ca se dispone hacia el extremo positivo, con puntajes altos. Los elementos K, Zr, Al, Fe, Na y Mg están dispuestos hacia el lado negativo del PC1. El P, V, U Mo y Ni están asociados hacia el extremo positivo del PC2, mientras que el Mn está más asociado al lado negativo del mismo eje.

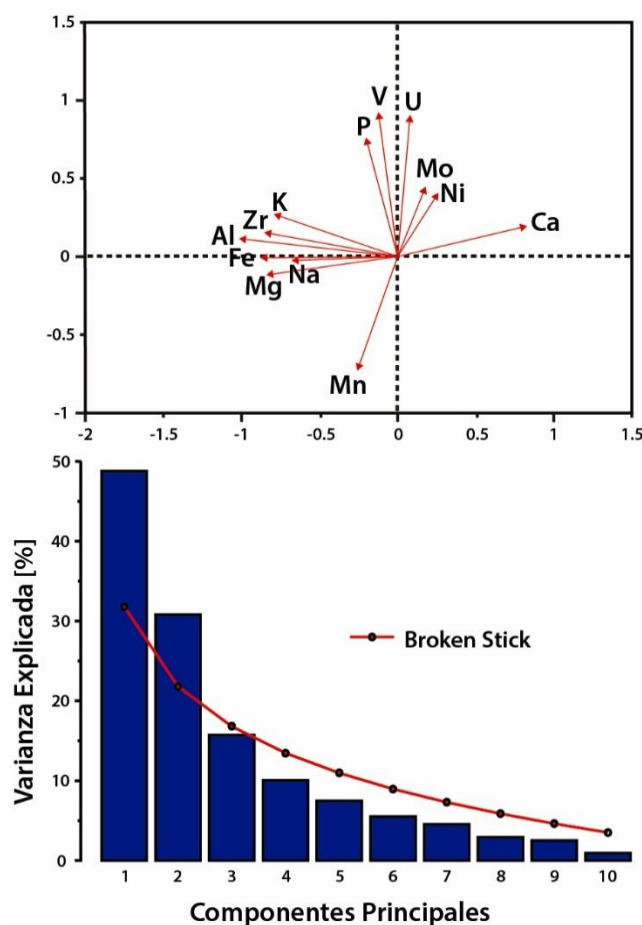
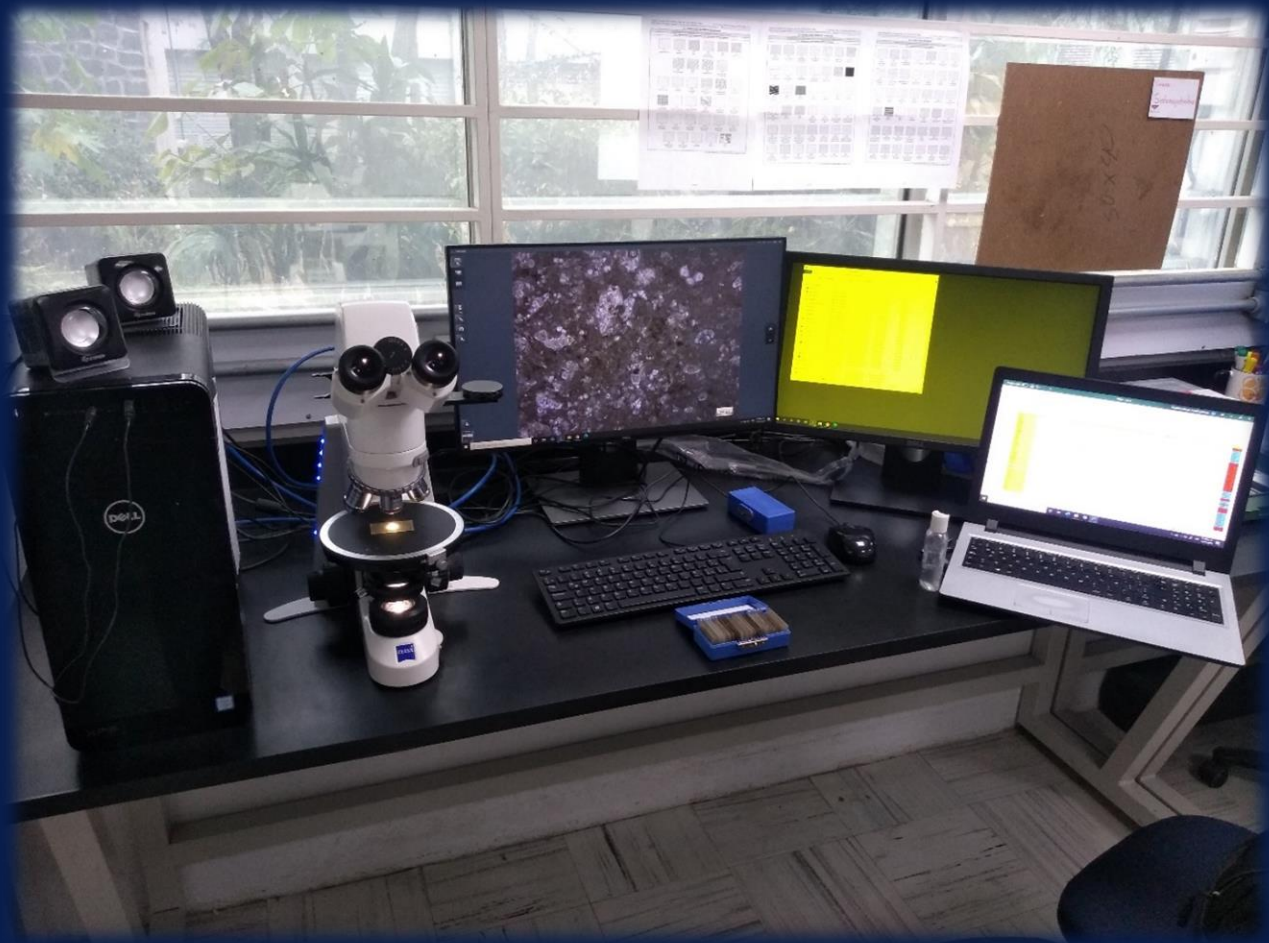


Figura 5.17 Gráfico de análisis de componentes principales para parámetros geoquímicos seleccionados: concentraciones totales de Ca, Mg, Na, Al, Zr, Fe, K, elementos traza redox-sensible (U, V, Mo y Mn) y elementos traza sensibles a la productividad (Ni y P). En la parte inferior se muestra el modelo *Broken Stick* para la distribución de la varianza entre los componentes principales, lo que indica que PC1 y PC2 son estadísticamente significativos.

CAPITULO 6 | DISCUSIÓN



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

En este capítulo se analizan los resultados obtenidos y se integran los distintos indicadores paleoambientales para ilustrar e interpretar un modelo evolutivo de las condiciones paleoambientales prevalecientes durante el Turoniano—Santoniano en la sección San Antonio el Grande. La correlación con otras secciones estratigráficas ubicadas alrededor del mundo permitió la identificación de eventos de cambio global acelerado del Turoniano en esta sección. Finalmente, con el análisis de los datos de Pirólisis Rock-Eval se obtuvo el grado de madurez y tipo de materia orgánica presente en las rocas de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.

6.1 Sitio de depósito

A continuación se hace uso de los tipos de microfacies estándar de Flügel (2016) para la interpretación de cada microfacies y su ubicación dentro de los cinturones de facies de Wilson (1975):

En la microfacies MF-SA1 la presencia de abundantes radiolarios y frecuentes foraminíferos planctónicos en rocas con una textura lodo-soportada (Fig. 5.7), es la evidencia de que esta se depositó en un ambiente pelágico, marino profundo de baja energía. En general esta microfacies corresponde a la SMF3_{-RAD}, y se interpreta que su depósito ocurrió en el cinturón de facies FZ3, el cual corresponde al pie de talud (Fig. 6.1). Para la microfacies MF-SA2, el incremento de foraminíferos planctónicos, la disminución de radiolarios y la aparición de foraminíferos bentónicos (Fig. 5.8), al igual que para la anterior microfacies, sugiere que el depósito de esta tuvo lugar en un ambiente pelágico, marino profundo de baja energía. Esta microfacies es equivalente a la SMF3_{-FOR} y se interpreta que su depósito ocurrió en el cinturón de facies FZ1, el cual corresponde a la cuenca abisal (Fig. 6.1). Las microfacies MF-SA1 Y MF-SA2 se localizan principalmente a lo largo de la Formación Agua Nueva, para la cual, en efecto, se ha interpretado un ambiente que varía de plataforma externa a cuenca (PEMEX, 1988; Núñez-Useche et al., 2016; Colín-Rodríguez, 2020).

La presencia de abundantes foraminíferos planctónicos y de escasos a raros radiolarios, restos de peces y foraminíferos bentónicos en las microfacies MF-SA3 y MF-SA4 (Fig. 5.9 y 5.10, respectivamente) sugiere que su depósito tuvo lugar en un ambiente pelágico, marino profundo. Además, la presencia de fragmentos de cuarzo en la MF-SA4 (Fig. 5.10C) es la evidencia de influencia de material detrítico. Las microfacies MF-SA3 y MF-SA4 son equivalentes a la microfacies SMF3_{-FOR}, y se interpreta que se depositaron en el cinturón de facies FZ1, el cual corresponde a la cuenca abisal (Fig. 6.1). En general las microfacies MF-SA3 y MF-SA4 se localizan principalmente a lo largo de la Formación San Felipe. En efecto, distintos autores mencionan que los sedimentos de esta unidad se depositaron en un ambiente de mar abierto de baja energía con influencia de material terrígeno y volcánico (Aguilar-Rodríguez, 1984; PEMEX, 1988; Padilla y Sánchez, 2007). El cambio litológico, caracterizado por un notable incremento en la presencia de bentonita y una disminución del espesor de los estratos de caliza, está documentado en varias cuencas en el área del

Golfo de México y está asociado con el inicio de la intensificación de la actividad volcánica en el margen del pacífico, lo que resultó en la acumulación de numerosas capas de bentonita de un centímetro de espesor que interrumpen las sucesiones marinas (Padilla y Sánchez, 2007).

Los diversos conjuntos de microfósiles de las microfácies observadas en la sección San Antonio el Grande, que incluyen en su mayoría organismos pelágicos (foraminíferos planctónicos y radiolarios) y texturas lodo-soportadas (*wackestone*), indican que durante el depósito de la parte superior de la Formación Agua Nueva y la parte inferior de la Formación San Felipe no existió ningún cambio significativo en el sitio de depósito. Por tanto, se infiere que los cambios en las microfácies debieron ser el resultado de variaciones en las condiciones ambientales.

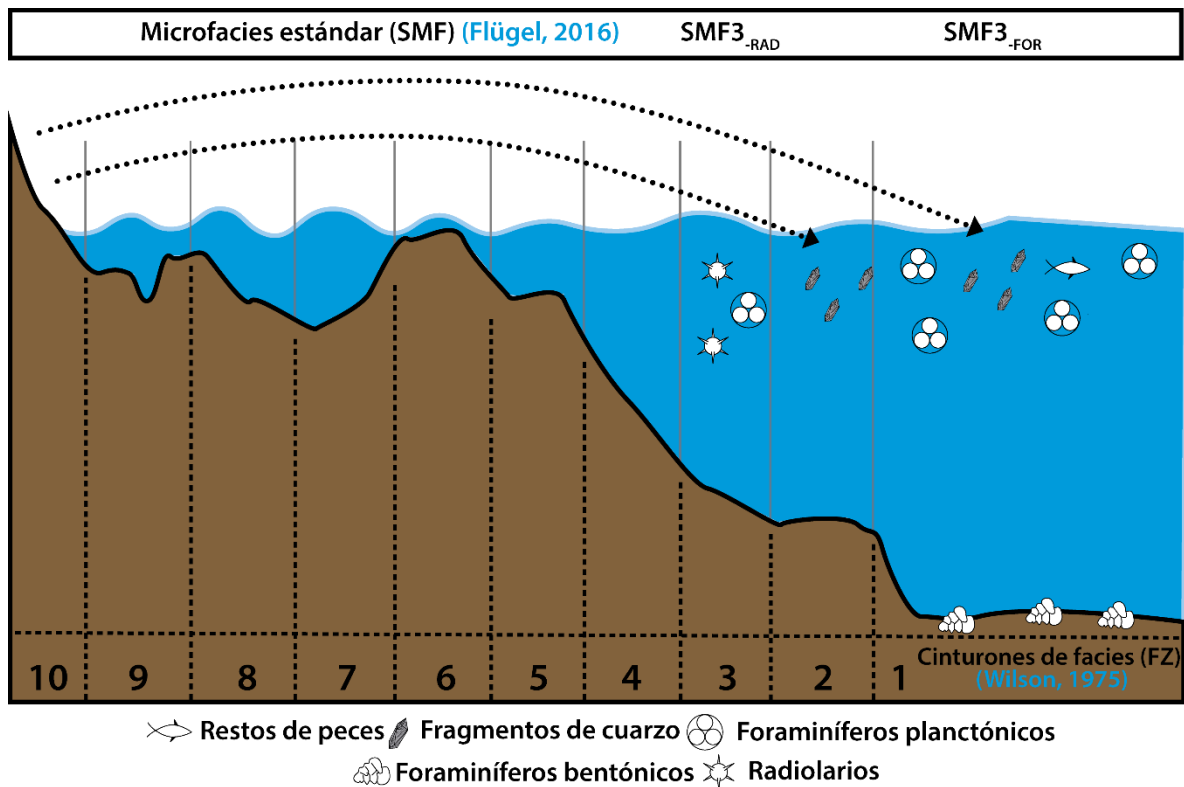


Figura 6.1 Representación esquemática del sitio de depósito de los sedimentos que actualmente conforman la sección San Antonio el Grande, interpretado a partir de las microfácies estándar de Flügel (2016) y sus ubicaciones en los cinturones de facies de Wilson (1975). Las flechas punteadas hacen referencia a la entrada de material detrítico (fragmentos de cuarzo).

6.2 Indicadores paleoambientales

La gráfica de correlación del PCA realizada con las concentraciones totales de Ca, Mg, Na, Al, Zr, Fe, K, y la abundancia de elementos traza redox-sensible (U, V, Mo y Mn) y sensibles a la productividad (Ni y P) arrojó información sobre los principales impulsores paleoambientales del depósito de los sedimentos en la Cuenca Tampico-Misantla durante el Turoniano—Santoniano.

A lo largo del PC1, las concentraciones de K, Zr, Al, Fe, Na y Mg se ordenan hacia el extremo negativo (Fig.5.16), lo que implica que las puntuaciones del PC1 negativas representan una alta entrada detrítica/volcánica. En su mayoría, estos elementos tienen un origen terrigénico y llegan al sedimento desde el continente (por ejemplo, [Algeo y Maynard, 2004](#); [Tribovillard et al., 2006](#); [Sun et al., 2016](#)). Por ejemplo, el K es un elemento formador de minerales en varias rocas y es común en muchos minerales, principalmente las arcillas. Las fuentes más importantes de potasio al océano son: 1) meteorización terrestre debido a las interacciones agua-roca en los continentes y el aporte fluvial de sedimentos ricos en potasio (arcillas) y 2) la alteración hidrotermal de baja y alta temperatura de la corteza oceánica. Por otro lado, el Zr se asocia con minerales pesados como el circón, mientras que el Al forma parte de la mayoría de los minerales que son introducidos a las cuencas por vía fluvial y eólica (aluminosilicatos). Asimismo, el Fe, Mg y Na son elementos que se encuentran en rocas volcánicas intrusivas y extrusivas. Por otro lado, el contenido de Ca se ordena hacia el extremo positivo del mismo eje, lo que es indicativo de sedimentación de carbonatos.

A lo largo del PC2, los valores de V, U, Mo, P y Ni están asociados hacia el extremo positivo del PC2 (Fig. 5.16). Esto implica que las puntuaciones del PC2 positivas representan condiciones eutróficas-anóxicas/disóxicas. El V, Mo y U son elementos enriquecidos en sedimentos depositados en ambientes reductores en los que estos metales se unen a materia orgánica o pueden coprecipitar con sulfuros de hierro, mientras que el Ni y P se consideran micronutrientes enriquecidos en sedimentos marinos con un alto contenido de desechos orgánicos derivados de áreas de alta productividad ([Hatch y Leventhal, 1992](#); [Calvert y Pedersen, 1993](#); [Brumsack, 2006](#); [Tribovillard et al., 2006](#); [Stein et al., 2012](#); [Westermann et al., 2014](#); [Eldrett et al., 2017](#); [Algeo y Liu, 2020](#)). Por otro lado, el contenido de Mn se ordena hacia el extremo negativo del PC2, lo que indica que puntuaciones negativas de este componente están asociadas con condiciones marinas óxicas. Esto es debido a que el Mn se enriquece en sedimentos que se depositan bajo condiciones oxigenadas ([Tribovillard et al., 2006](#)).

En resumen, el PC1 representa la contribución de distintos materiales durante el depósito (parte negativa: detrítico/volcánico, parte positiva: carbonatado), mientras que el PC2 representa las condiciones redox y de productividad marina (parte negativa: oligotróficas-óxicas, parte positiva: eutróficas-anóxicas/disóxicas) (Fig.6.2).

6.3 Clima e intemperismo

En la sección San Antonio el Grande los valores del índice de alteración química (IAQ) son relativamente constantes a lo largo de la columna (valores entre 40 a 60), mostrando solo incrementos moderados a fuertes dentro de los intervalos 4-6 m y 9-12 m (valores entre 60 a 80), los cuales reflejan un clima cálido-húmedo. Sin embargo, los valores constantes menores a 60 a lo largo de la sección son indicativos de la casi ausencia de alteración química y reflejan condiciones frías-áridas generalizadas. Una evolución similar del régimen climático se ha inferido durante el Turoniano tardío en los ambientes marinos de Europa Occidental y Central, puesto que dichos ambientes experimentaron un enfriamiento climático general caracterizado por la alternancia de fases climáticas cálidas y frías de corta duración (por ejemplo, [Voigt y Wiese, 2000](#); [Jarvis et al., 2015](#)). El clima árido-frío se ha atribuido a la disminución del CO₂ atmosférico global provocado por el enterramiento generalizado de carbono y a la meteorización de silicatos durante el EAO 2 ([Westermann et al., 2010](#); [Jarvis et al., 2011](#); [Jarvis et al., 2015](#); [Bomou et al., 2013, 2019](#)), además de la posible existencia de glaciaciones intermitentes durante el Cretácico Tardío ([Bornemann et al., 2008](#)).

Por otra parte, los valores del índice detrítico (ID), obtenidos con los porcentajes minerales, de manera general tienden a incrementar desde la Formación Agua Nueva hacia la Formación San Felipe. Esto quiere decir que durante el depósito de la parte superior de la Formación Agua Nueva no hubo un gran arribo de materiales detríticos a excepción del intervalo 0-6 m, que presenta pequeños incrementos intermitentes. Por el contrario, durante el depósito de la parte inferior de la Formación San Felipe la entrada de material detrítico a la cuenca aumentó drásticamente. Dicho comportamiento es respaldado por la presencia de fragmentos de cuarzo en la parte superior de la sección observados durante el análisis petrográfico (MF-SA4) y con los puntajes del PC1 que muestran que de base a techo el material de los sedimentos pasa de ser carbonatado a detrítico/volcánico.

Los pequeños incrementos intermitentes del ID en la Formación Agua Nueva, que coinciden con incrementos moderados a fuertes en el IAQ (hasta 80), sugieren que el depósito de este nivel fue influenciado por fases de clima cálido-húmedo. Otro factor que posiblemente favoreció estos incrementos fue el primer evento de plegamiento expuesto en el lado más occidental del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) durante el Turoniano—Campaniano temprano. La creación de topografía positiva incrementó el aporte detrítico a la cuenca debido a una mayor exposición a sufrir intemperismo ([Fitz-Díaz et al., 2014b](#); [Jarvis et al., 2015](#)).

Por otro lado, el incremento en la actividad volcánica en el occidente de México que tuvo lugar durante el Coniaciano—Santoniano ([Padilla y Sánchez, 2007](#)), está relacionado con los valores altos de ID, las puntuaciones negativas del PC1 y el evidente incremento en las capas

de bentonita durante el depósito de la Formación San Felipe y no al clima, debido a que este fue principalmente árido-frío (IAQ= 60-80).

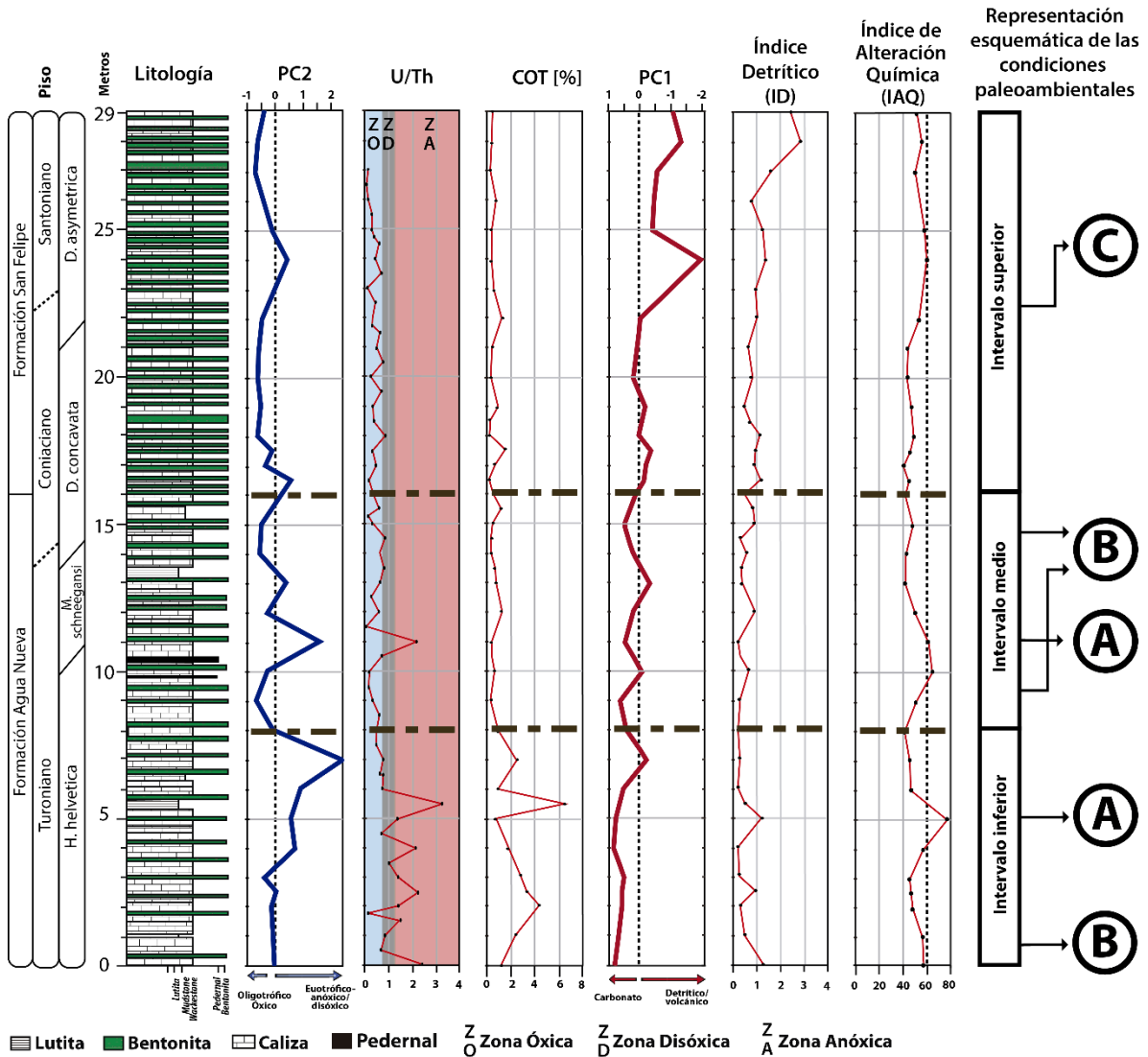


Figura 6.2 Condiciones paleoambientales de la sección San Antonio el Grande durante el Turoniano—Santoniano. Se observa la columna litoestratigráfica, así como las variaciones de los PC1 y PC2, la relación U/Th, el COT, el índice detrítico y el Índice de alteración química. Note los valores invertidos en la gráfica del PC1, además de la división de la columna en tres intervalos estratigráficos que representan condiciones paleoambientales similares. En el extremo derecho de la figura, las letras A, B y C representan condiciones paleoambientales particulares que se esquematizan en los modelos presentados más adelante. Los límites entre las zonas oxica (ZO), disóxica (ZD) y anóxica (ZA) en la curva de U/Th corresponde a los definidos por Jones y Manning (1994).

6.4 Condiciones redox y productividad

Para la discusión de estos parámetros paleoambientales, la columna estratigráfica se ha dividido en tres intervalos:

6.4.1 Intervalo inferior

El intervalo estratigráfico que comprende la parte inferior de la sección San Antonio el Grande (0-8 m, Formación Agua Nueva, zona de *Helvetoglobotruncana helvetica*) está dominado por las microfácies MF-SA3 y en menor medida por las microfácies MF-SA1, MF-SA2 y MF-SA4. La presencia de radiolarios (MF-SA1 y MF-SA4), junto con las concentraciones más altas en el contenido de COT, valores altos en la relación U/Th y puntuaciones de PC2 positivas (Fig. 6.2), son evidencia de una etapa caracterizada por condiciones eutróficas-anóxicas/disóxicas (Fig. 6.3A). El predominio de radiolarios se ha interpretado como el comienzo de la renovación de aguas oceánicas ricas en nutrientes, posiblemente derivadas de la acción de corrientes de surgencia (Coccioni y Luciani, 2004; Caron et al., 2006; Kedzierski et al., 2012). Las condiciones pobres en oxígeno pueden estar correlacionadas con un período de enterramiento moderadamente alto de materia orgánica durante el Turoniano medio, que también se ha documentado en el Mar Interior Occidental del Cretácico (Lowery et al., 2014; Elderbak y Leckie, 2016; Eldrett et al., 2017) y norte del Tetis (Jarvis et al., 2015).

Condiciones empobrecidas en oxígeno durante el depósito de la parte inferior de la sección estudiada también son respaldadas por los valores negativos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ (entre -40.3‰ y -7.2‰), los cuales evidencian la formación de pirita como resultado de la sulfato-reducción bacteriana bajo condiciones anóxicas. Valores empobrecidos en ^{34}S similares han sido reportados en la Cuenca Tampico Misantla por Núñez-Useche et al. (2016), en la zona de *H. helvetica*. Estos valores con agotamiento en ^{34}S han sido asociados a una mayor disponibilidad de sulfato en el agua de mar, provocada por la liberación de azufre durante el vulcanismo masivo vinculado al emplazamiento de la meseta Caribe-Colombia (Adams et al., 2010). Altos niveles de sulfato favorecieron un mayor fraccionamiento de azufre a través de la sulfato-reducción bacteriana, lo que resultó en una pirita isotópicamente muy ligera. Considerando que la composición isotópica del azufre del sulfato marino para el intervalo Turoniano—Santoniano registró valores entre $+17$ y $+21\text{‰}$ (promedio de $+19\text{‰}$; Paytan et al., 2004), e infiriendo que las aguas del fondo y/o de los poros en los sedimentos se derivaron del agua oceánica, se estima un fraccionamiento isotópico de azufre ($\Delta\text{S}_{\text{sulfato-pirita}}$) que varía entre 36.2‰ y 59.3‰ durante el Turoniano—Santoniano para la sección San Antonio el Grande. Este empobrecimiento en ^{34}S no puede ser atribuido a mecanismos abióticos debido a que la reducción química y abiótica de los sulfatos a H_2S produce un fraccionamiento del azufre solo del orden del $12\text{--}22\text{‰}$ (Harrison y Thode, 1957; Chambers y Trudinger, 1979). Por el contrario, este fraccionamiento debe estar asociado a la formación biótica de pirita mediante la sulfato-reducción bacteriana, proceso que en

estudios de laboratorio han arrojado un fraccionamiento del orden de 4 a 66‰ (por ejemplo, [Ohmoto et al., 1990](#); [Canfield, 2001](#); [Sim et al., 2011](#)).

De manera general, se propone que, durante el depósito del intervalo inferior, incrementos intermitentes en la entrada de material detrítico, como lo evidencia el ID en la parte media, coincidiendo con el máximo incremento del IAQ (hasta 80), propiciaron que el depósito de materia orgánica fuera influenciado por un aporte cada vez más detrítico, causado por una fase de clima cálido-húmedo, junto con un levantamiento tectónico regional en el centro de México. La llegada de material detrítico y nutrientes de origen continental y la renovación de aguas oceánicas ricas en nutrientes debieron originar condiciones eutróficas que catalizaron un aumento en la productividad primaria marina y la exportación de materia orgánica. A su vez, esto pudo haber favorecido una intensa demanda de oxígeno en la columna de agua, induciendo una disminución en la disponibilidad de O₂ en el agua del fondo marino (condiciones anóxicas/disóxicas) (Fig. 6.3A).

A pesar de las condiciones anóxicas y eutróficas generalizadas, la presencia dispersa de madrigueras horizontales y de foraminíferos planctónicos con formas de reproducción K y r, en la parte inferior de este intervalo (0-2 m), sugiere niveles variables de oxigenación y de disponibilidad de nutrientes, respectivamente. Episodios a corto plazo de mejor oxigenación posiblemente permitieron una colonización bentónica episódica, como lo evidencia la presencia de foraminíferos bentónicos en la microfacies MF-SA2 (Fig. 6.4B).

6.4.2 Intervalo medio

El intervalo estratigráfico que comprende la parte media de la sección San Antonio el Grande (8-16 m, Formación Agua Nueva, zonas de *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Marginotruncana schneegansi*) está dominado por la microfacies MF-SA2 y en menor medida por la microfacies MF-SA1. A lo largo de este intervalo, el PC2 presenta puntuaciones generalmente negativas y los valores de la relación U/Th caen principalmente en la zona óxica (Fig. 6.2). En conjunto, todo esto sugiere condiciones óxicas/disóxicas, las cuales están respaldadas por la presencia de raros foraminíferos bentónicos (MF-SA2) y una bioturbación moderada a alta (IB = 2-3). La presencia de foraminíferos planctónicos con formas de reproducción K y r indica que existieron condiciones mesotróficas.

En general, durante este intervalo, condiciones frías-áridas evidenciadas por los valores del IAQ (promedio = 45), coincidentes con un enfriamiento global, resultaron en tasas reducidas de intemperismo continental y transferencia de material detrítico a la cuenca, lo que provocó el desarrollo de un ambiente con niveles variables en la disponibilidad de nutrientes con productividad primaria limitada. Junto con el desarrollo de condiciones óxicas/disóxicas en el fondo marino, este escenario fue desfavorable para el entierro y preservación de la materia orgánica (Fig. 6.4B).

A pesar de las condiciones óxicas/disóxicas y mesotróficas generalizadas, en el intervalo 10-13 m, la relación U/Th aumenta y el PC2 presenta puntuaciones positivas, lo que sugiere condiciones eutróficas disóxicas/anóxicas. Estas condiciones estresantes están respaldadas por la presencia de radiolarios y un predominio en las formas de reproducción r de los foraminíferos planctónicos en la MF-SA1. Cabe destacar que este intervalo también presenta ligeros incrementos negativos del PC1, lo que puede interpretarse como aumentos en la entrada detrítica/volcánica. Esto es consistente con el segundo incremento en los valores del IAQ que refleja condiciones climáticas cálidas-húmedas. Tal escenario concuerda con los registros de temperatura del noroeste del Tetis que muestran un intervalo de calentamiento posterior a una etapa fría durante el Turoniano tardío (Voigt, 2000; Voigt y Wiese, 2000; Voigt et al., 2004; Jarvis et al., 2015). Dichas condiciones temporalmente más cálidas durante el Turoniano tardío aparentemente fueron provocadas por el aumento de las emisiones de CO₂ volcánico (Wiese y Voigt et al., 2002). Para el depósito de este intervalo específico (10-13 m) se proponen condiciones similares a las reportadas durante el intervalo inferior con la excepción de presentar menores concentraciones de COT en los sedimentos (Fig. 6.3A).

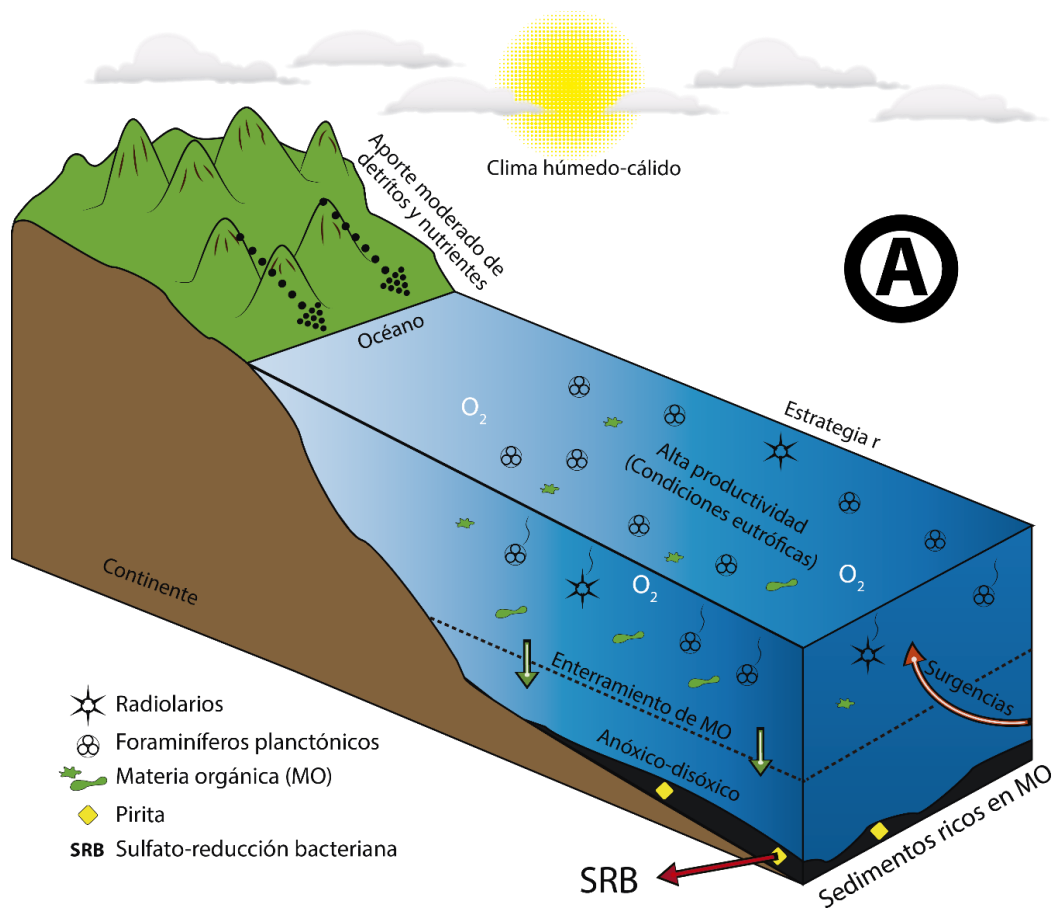


Figura 6.3 Representación esquemática de las condiciones paleoambientales durante el Turoniano en la sección San Antonio el Grande: A-intervalo inferior e intervalo específico 10-13 m.

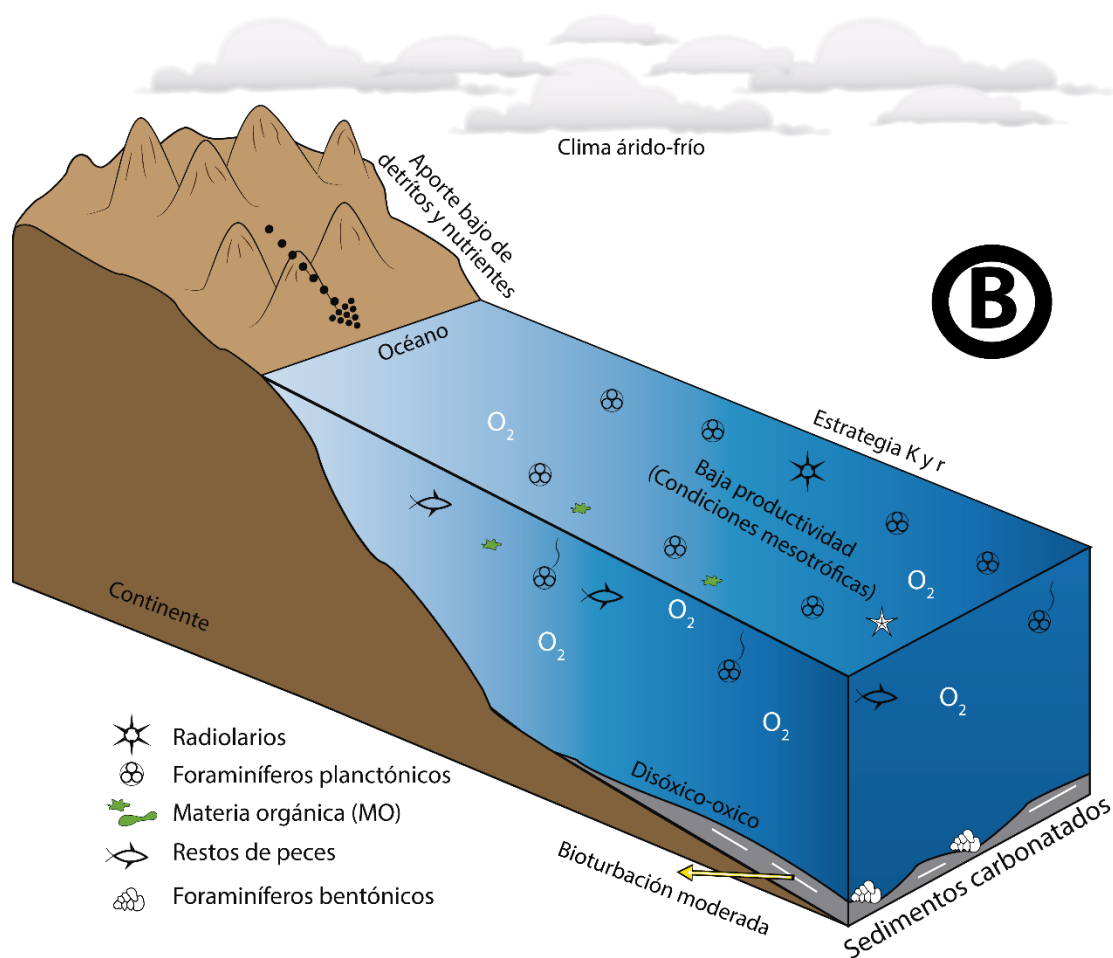


Figura 6.4 Representación esquemática de las condiciones paleoambientales durante el Turoniano en la sección San Antonio el Grande: B-intervalo medio e intervalo específico 0-2 m.

6.4.3 Intervalo superior

El intervalo estratigráfico que comprende la parte superior de la sección San Antonio el Grande (16-29 m, Formación San Felipe, zonas *Dicarinella concavata* y *Dicarinella asymetrica*) está dominado por las microfacies MF-SA3 y MF-SA4. El índice de bioturbación alto (IB=3-4), valores bajos de la relación U/Th y puntuaciones de PC2 en su mayoría negativas (Fig. 6.2), sugieren el establecimiento de condiciones marinas óxicas/disóxicas. Este régimen redox está respaldado por el dominio de foraminíferos planctónicos de estrategia K con tamaños grandes y bien desarrollados, los cuales indican cierta estabilidad en el aporte de nutrientes y, por tanto, condiciones oligotróficas. Este escenario, al menos durante el Coniaciano, debió estar influenciado por los cambios tectónicos y oceanográficos que ocurrieron en la región. El inicio de un levantamiento tectónico en respuesta a la progresiva migración hacia el este de la cuenca de antepaís (Juárez-Arriaga et al., 2019), así como la incursión de agua boreal desde el Mar Interior Occidental (Eldrett et al., 2017), posiblemente indujeron la ventilación del fondo marino en la Cuenca Tampico-Misantla.

Las condiciones oligotróficas contrastan con los valores altos en el ID, puntuaciones negativas de PC1 y un incremento en la presencia de bentonitas, que pudieron aumentar la disponibilidad de nutrientes y originar condiciones inestables. Sin embargo, cabe resaltar que para el Coniaciano las variaciones en los cambios del nivel del mar y una mayor circulación–oceánica en el Atlántico (Schlanger et al., 1987; Leckie et al., 2002; van Bentum et al., 2009; Eldrett et al., 2017) pudieron influir directamente en la columna de agua, provocando una mayor oxigenación, y en general, condiciones estables de nutrientes.

En resumen, durante el depósito de la parte superior de la sección San Antonio el Grande, los sedimentos pobres en materia orgánica se acumularon en condiciones oligotróficas-oxigenadas. El cambio a un régimen óxico fue posiblemente la consecuencia de un levantamiento tectónico local que provocó una reducción de la zona de mínimo oxígeno y expuso la interfaz sedimento-agua a aguas superficiales mejor oxigenadas, y de una mejor circulación marina regional. Por otro lado, aunque hubo una mayor influencia volcánica en el registro sedimentario, es posible que la mejor circulación marina causara una mejor distribución de los nutrientes, conllevando al desarrollo de condiciones oligotróficas (Fig.6.5 C).

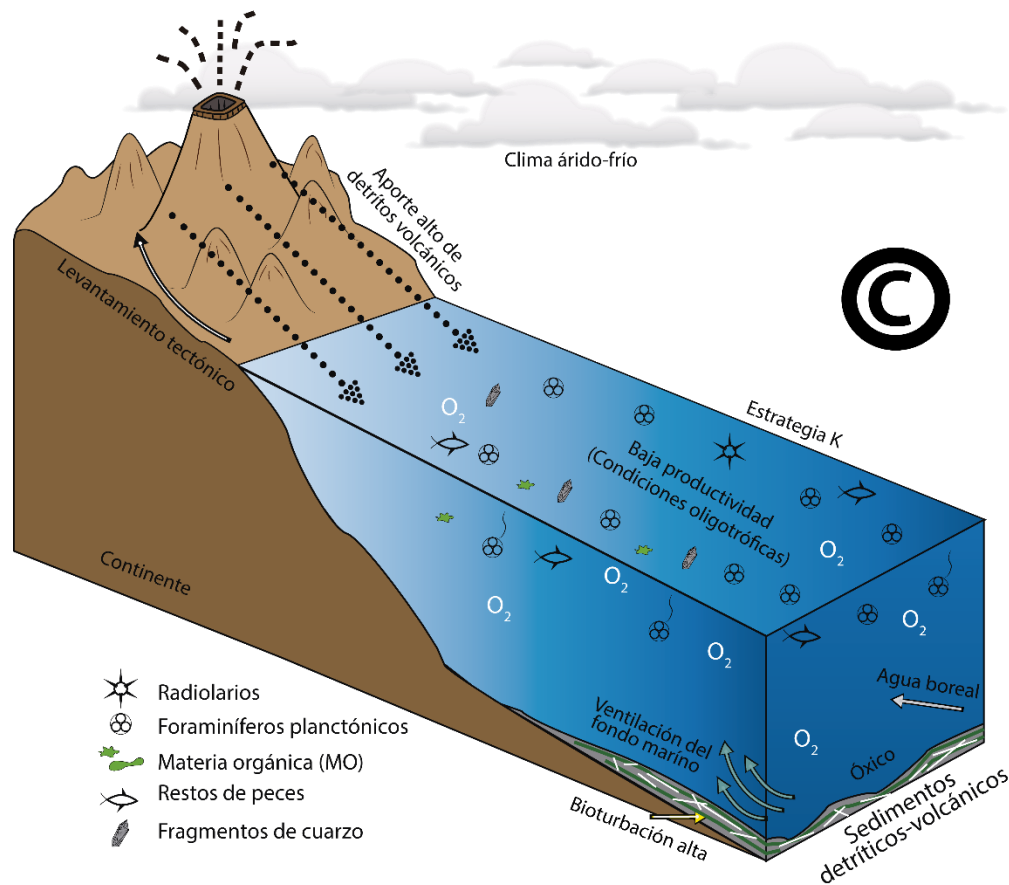


Figura 6.5 Representación esquemática de las condiciones paleoambientales durante el Coniaciano—Santoniano en la sección San Antonio el Grande: C-Intervalo superior.

6.5 Identificación de los principales eventos de cambio global acelerado

Las evidencias geoquímicas y bioestratigráficas sugieren que el depósito de la sección San Antonio el Grande ocurrió durante el desarrollo de ciertos eventos de cambio global acelerado que tuvieron lugar durante el Turoniano. Estos corresponden al evento Round Down y al grupo de eventos del Turoniano tardío, en particular el evento Hitch Wood.

El intervalo estratigráfico 2-8 m (Formación Agua Nueva; Zona *Helvetoglobotruncana helvetica*), para el cual se interpretaron condiciones anóxicas-eutróficas, corresponde posiblemente al evento Round Down (Jarvis et al., 2006) (Fig. 6.6). Este evento se identificó principalmente por la presencia de sedimentos ricos en materia orgánica, los cuales se depositaron en distintas localidades del hemisferio norte bajo condiciones bajas en oxígeno y niveles altos en nutrientes, durante el depósito de la biozona *Helvetoglobotruncana helvetica* en el Turoniano medio (Robinson, 1986; Jarvis et al., 2006; Wendler et al., 2009a; Wendler et al., 2011; Wendler y Wendler, 2016; Jones et al., 2018). Aunque inicialmente este intervalo se asoció al EAO 2, el registro de este último evento termina en la base de la zona *Helvetoglobotruncana helvetica* durante el Turoniano temprano (Joo y Sageman, 2014; Núñez-Useche et al., 2016; Colín-Rodríguez, 2020). Otra evidencia que no correlaciona al EAO 2 con este intervalo es la ausencia de ciertos bioeventos de carácter global (evento de heterohelix, evento de filamentos y el evento de radiolarios), que hacen la localización estratigráfica del EAO 2 más fiable (Núñez-Useche et al., 2016; Colín-Rodríguez 2020). Sin embargo, Wendler et al., (2016) mencionan que los niveles ligeramente altos en COT encontrados en sedimentos hemipelágicos marinos cerca de la costa de Tanzania (Proyecto de Perforación de Tanzania TDP; núcleo TDP 31), pudieron ser secuelas que el EAO 2 dejó durante el Turoniano medio, por lo que no se descarta completamente la influencia que tuvo el EAO 2 en este intervalo.

El intervalo estratigráfico 10-13 m (cima de la Formación Agua Nueva, zona *Marginotruncana schneegansi*), para el cual se interpretaron condiciones disóxicas-eutróficas, corresponde posiblemente a los eventos del Turoniano tardío y en particular con el evento Hitch Wood (Gale, 1996) (Fig. 6.6). Este evento se identificó porque estas condiciones ambientales presentan tendencias parecidas a las reportadas en distintas partes de Europa y México durante el depósito de la biozona *Marginotruncana schneegansi* en el Turoniano tardío (Gale, 1996; Jarvis et al., 2006; Jones et al., 2018; Colín-Rodríguez 2020).

La legitimidad de utilizar bioeventos de foraminíferos planctónicos en ausencia de perfiles isotópicos para identificar eventos de cambio global acelerado o límites estratigráficos es cuestionable. Sin embargo, la detección de importantes biozonas fiables y condiciones paleoambientales globales condujo a interpretar la posible posición de los eventos Round Down y Hitch Wood.

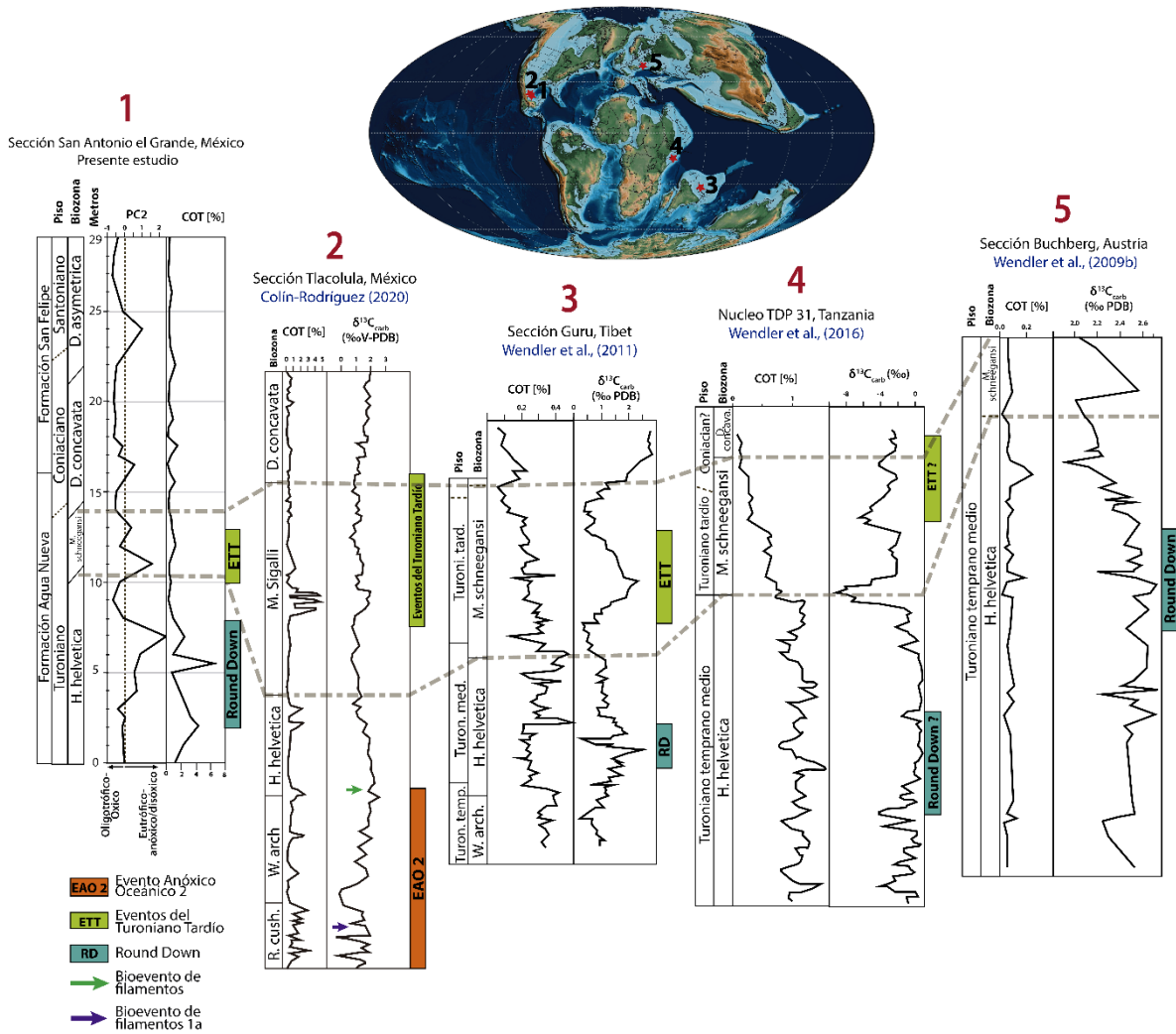


Figura 6.6 Correlación de los eventos de cambio global acelerado y bioeventos que tuvieron lugar durante el Turoniano tardío con las curvas obtenidas en la sección San Antonio el Grande. En la parte superior se muestra un mapa paleogeográfico para el Cretácico Tardío, en el que se muestra la posición de las secciones ilustradas en la figura. Modificado de Scotese (2021).

6.6 Fuente y preservación de materia orgánica

La materia orgánica conservada en la Formación Agua Nueva de la sección San Antonio el grande se caracteriza por valores de IH generalmente bajos (Fig. 6.7). Esto puede indicar un alto aporte de materia orgánica terrestre (kerógeno de tipo III) o una fuerte alteración/oxidación de la materia orgánica marina inicial de origen algal/bacteriano (kerógeno de tipo II). Por otro lado, todos los valores de T_{max} registrados oscilan entre 430 y 480 °C (Fig. 6.7). Esto indica que todas las muestras están térmicamente maduras y se encuentran principalmente en la zona de aceite.

Dado que las muestras están térmicamente maduras y la correlación entre el IH y COT es negativa ($r = -0.41$), se interpreta que la materia orgánica se alteró después de la sedimentación, lo que probablemente resultó en una disminución significativa en los valores de IH. Esto descarta a las plantas terrestres como la principal fuente de materia orgánica. Además, se puede refutar una contribución significativa de materia orgánica de origen continental, considerando que no se observaron fragmentos leñosos durante el análisis petrográfico. Por el contrario, se observó un aumento en el contenido de radiolarios durante el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica, lo que es favorable para atribuir a la materia orgánica a un origen algal/bacteriano (Kerógeno de tipo II).

Aunque los análisis realizados en este estudio no confirman el tipo de kerógeno, otros autores, atribuyeron la materia orgánica de sedimentos de la Formación Agua Nueva y de sedimentos coetáneos depositados en el centro-este de México durante el Cretácico, a un origen algal/bacteriano (Kerógeno de tipo II) (por ejemplo, Busch y Amado-Govela, 1974; González y Holguín, 1991; Núñez-Useche et al., 2016; Vega-Ortiz et al., 2020).

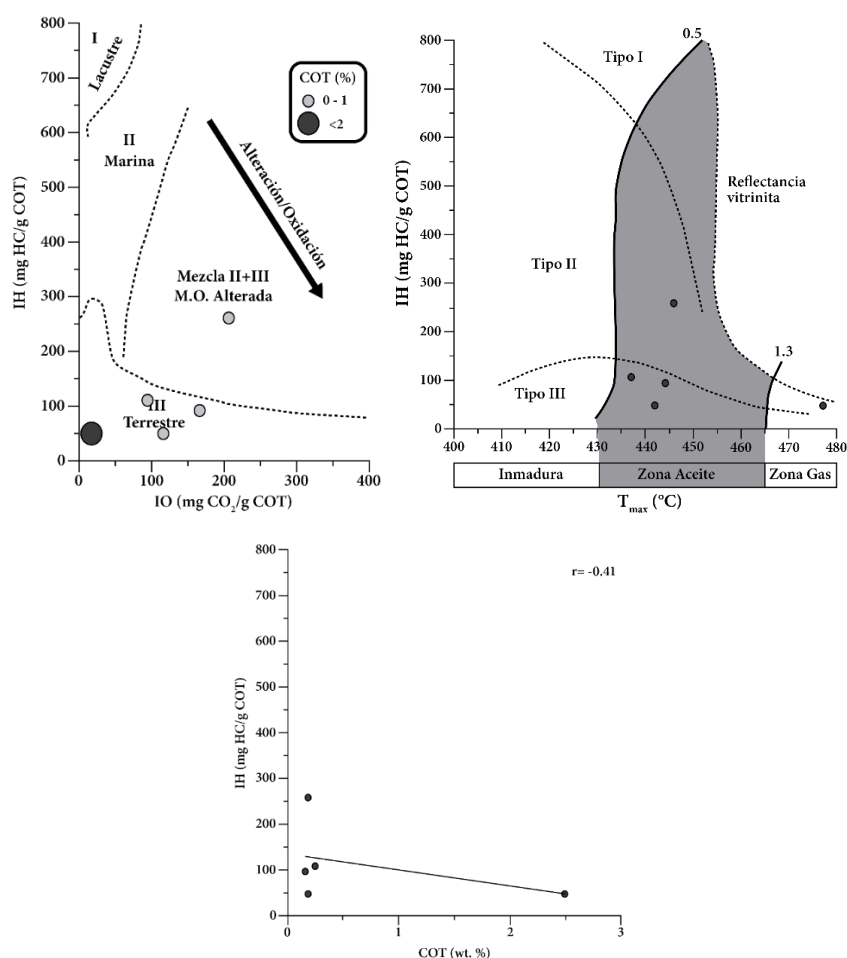


Figura 6.7 Caracterización de la materia orgánica de la sección San Antonio el Grande. Se muestran las gráficas de índice de oxígeno (IO) versus índice de hidrógeno (IH) en un diagrama de tipo van Krevelen modificado, que muestra los diferentes tipos de materia orgánica (Espitalié et al., 1985); temperatura máxima (T_{max}) versus índice de hidrógeno (IH) y carbono orgánico total (COT) frente al índice de hidrógeno (IH); tenga en cuenta la correlación negativa entre IH y COT.

CAPITULO 7 | CONCLUSIONES



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

Los análisis sedimentológico, petrográfico y geoquímico de la sección San Antonio el Grande (Formaciones Agua Nueva y San Felipe) permitieron reconstruir las condiciones paleoambientales durante el Turoniano—Santoniano y registrar dos importantes y significativos episodios de cambio global acelerado: el evento Round Down y el evento Hitch Wood.

Los sedimentos depositados en la Cuenca Tampico-Misantla (Formaciones Agua Nueva y San Felipe) durante el Turoniano—Santoniano se caracterizan por microfacies con organismos pelágicos (foraminíferos planctónicos y radiolarios) y texturas lodo-soportadas (*wackestone*), las cuales sugieren su depósito en un ambiente marino profundo de baja energía. Por otro lado, la materia orgánica en las rocas de la sección San Antonio el Grande están térmicamente maduras y se encuentran principalmente en la zona de aceite. A pesar de no lograr inferir directamente el tipo de materia orgánica debido a la alteración que esta presenta, se logró deducir que es un kerógeno de tipo II (origen algal/bacteriano) gracias a las evidencias petrográficas y a los distintos registros que caracterizan la materia orgánica durante el mismo periodo de tiempo en la Cuenca Tampico-Misantla.

A partir de diferentes indicadores paleoambientales se determinaron tres intervalos que enmarcan las condiciones cambiantes durante el lapso Turoniano—Santoniano dentro de la Cuenca Tampico-Misantla:

Intervalo inferior (Evento Round Down)

El intervalo equivalente al evento Round Down se identificó principalmente por la presencia de sedimentos ricos en materia orgánica, los cuales se depositaron en distintas localidades del hemisferio norte bajo condiciones anóxicas/disóxicas y niveles altos en nutrientes, durante el depósito de la biozona *Helvetoglobotruncana helvetica* en el Turoniano medio. Asimismo, este escenario fue influenciado por la renovación de aguas oceánicas ricas en nutrientes (corrientes de surgencia) y un aporte cada vez más detrítico, causado por una fase de clima cálido-húmedo junto con un levantamiento tectónico regional en el centro de México. Además, las condiciones anóxicas favorecieron la sulfato—reducción bacteriana y la formación de pirita. A pesar de la deficiencia en oxígeno generalizada, la evidencia sugiere que existieron episodios a corto plazo de mejor oxigenación.

Intervalo medio (Evento Hitch Wood)

Este intervalo se caracteriza por un enfriamiento global con tasas reducidas en el intemperismo continental y transferencia de material detrítico, lo que provocó el desarrollo de un ambiente oligotrófico con productividad primaria limitada, junto con el desarrollo de condiciones óxicas/disóxicas. Sin embargo, durante la etapa intermedia de este intervalo una fase de calentamiento aumentó la meteorización continental y el flujo de material detrítico y nutrientes, lo que finalmente catalizó un ligero aumento en la productividad primaria y condujo a una ligera disminución de oxígeno. Este escenario probablemente se correlaciona con el evento Hitch Wood reportado en distintas partes de Europa, y

recientemente también en México durante el depósito de la biozona *Marginotruncana schneegansi* en el Turoniano tardío.

Intervalo Superior

Durante el último intervalo registrado predominaron condiciones oligotróficas y oxigenadas las cuales estuvieron asociadas con una mayor circulación de la masa de agua del Tetis–Atlántico y con un levantamiento tectónico local que provocó una reducción de la zona de mínimo oxígeno y expuso la interfaz sedimento-agua a aguas superficiales mejor oxigenadas. En este escenario la exportación/acumulación de materia orgánica en la cuenca fue ineficiente

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

- Adams, D. D., Hurtgen, M. T., y Sageman, B. B. (2010). Volcanic triggering of a biogeochemical cascade during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature geoscience*, 3(3), 201-204.
- Aguayo-Camargo, J. E. (1998). The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1), 1-8
- Aguilar-Rodríguez, A. (1984). Integración geológica-geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la zona Norte: Pachuca, Hidalgo. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de Hidalgo, tesis de maestría, 1-229.
- Algeo, T. J., y Liu, J. (2020). A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis. *Chemical Geology*, 540, 1-12.
- Algeo, T. J., y Maynard, J. B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical geology*, 206(3-4), 289-318.
- Algeo, T. J., y Tribovillard, N. (2009). Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology*, 268(3-4), 211-225.
- Angulo, F. C. (1987). Estudios geológicos regional y de semidetalle, alrededor del sitio de barra el Tordo, Tamaulipas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 48(2), 57-67.
- Aquit, M., Kuhnt, W., Holbourn, A., Chellai, E. H., Lees, J. A., Kluth, O., y Jabour, H. (2017). Complete archive of late Turonian to early Campanian sedimentary deposition in newly drilled cores from the Tarfaya Basin, SW Morocco. *Geological Society of America Bulletin*, 129(1-2), 137-151.
- Araujo-Mendieta, J. (1978). Litofacies y diagénesis de la Formación Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior) en el subsuelo de las áreas Bejuco-La Laja, Estado de Veracruz. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39(2), 14-24.
- Arenas Islas, D., Esquivel Macías, C., y Flores-Castro, K. (2009). Amonoideos y bivalvos del Sinemuriano Superior en un nuevo afloramiento de la Formación Huayacocotla, Hidalgo, México, algunas consideraciones paleoambientales. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(2), 185-197.
- Arthur, M. A., Brumsack, H. J., Jenkyns, H. C., y Schlanger, S. O. (1990). Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. *Cretaceous resources, events and rhythms: Springer, Dordrecht*, 75-119.

- Arthur, M. A., y Sageman, B. B. (1994). Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22(1), 499-551.
- Arthur, M. A., y Schlanger, S. O. (1979). Cretaceous “oceanic anoxic events” as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(6), 870-885.
- Baccelle, L., y Bosellini, A. (1965). Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. *Università di Ferrara, Scienze geologiche e paleontologiche*, 1, 59-62.
- Barboza-Gudiño, J. R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano, M., y Zavala-Monsiváis, A. (2008). The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 49-63.
- Beerling, D. J., y Royer, D. L. (2002). Fossil plants as indicators of the Phanerozoic global carbon cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1), 527-556.
- Behar, F., Beaumont, V., y Penteadó, H. D. B. (2001). Rock-Eval 6 technology: performances and developments. *Oil & Gas Science and Technology*, 56(2), 111-134.
- Beil, S., Kuhnt, W., Holbourn, A., Scholz, F., Oxmann, J., Wallmann, K., Lorenzen, J., Aquit, M y Chellai, E. H. (2020). Cretaceous oceanic anoxic events prolonged by phosphorus cycle feedbacks. *European Geosciences Union Climate of the Past*, 16(2), 757-782.
- Bergman, N. M., Lenton, T. M., y Watson, A. J. (2004). COPSE: a new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 304(5), 397-437.
- Berner, R. A. (1994). GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO over phanerozoic time. *American Journal of Science*, 294(1), 56-91.
- Berner, R. A., y Canfield, D. E. (1989). A new model for atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 289(4), 333-361.
- Bessa, J.L. y Hesselbo, S.P. (1997). Gamma-ray character and correlation of the Lower Lias, SW Britain. *Proceedings of the Geologists Association*, 108, 113-129.
- Bird, D. E., Burke, K., Hall, S. A., y Casey, J. F. (2005). Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89(3), 311-328.

- Blanco-Piñón, A., Frey, E., Stinnesbeck, W., y López Oliva, J. G. (2002). Late Cretaceous (Turonian) fish assemblage from Vallecillo, northeastern Mexico. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 225(1), 39-54.
- Blanco, A., Ángeles-Trigueros, S. A., Hernández-Ávila, J., Silva-Martínez, L. E., Zavala-Díaz de la Serna, F. J., Ambrocio-Cruz, S. P., y Castañeda-Posadas, C. (2016). Estructuras biomórficas microscópicas en pirita marina sedimentaria del Cretácico Superior. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(3), 378-386.
- Boggs, S. JR. (2011). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*: Pearson, Prentice Hall Boston, 1-608.
- Bolaños, X. C., Martínez, A. G. R., Moreano, M. R., y Brand, A. L. E. (2010). Montaje y validación del método de análisis por combustión y detección por infrarrojo no dispersivo para determinación de carbono orgánico total (COT) en agua. *Revista Luna Azul*, 30, 10-23.
- Bolli, H. M. (1945). Zur Stratigraphie der ohern Kreide in den hahem helvetixhen Decken. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 37, 217-328.
- Bolli, H. M. (1966). Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 9, 3-32.
- Bomou, B., Adatte, T., Tantawy, A.A., Mort, H., Fleitmann, D., Huang, Y. y Föllmi, K. B. (2013). The expression of the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event in Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 466-481.
- Bomou, B., Adatte, T. y Arnaud-Vanneau, A. (2019). Guerrero-Morelos carbonate platform response to the Caribbean-Colombian Cretaceous large igneous province during Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event 2. Mass extinctions, volcanism and impacts: *New Developments: Geological Society of America, special papers*, 105-136.
- Bornemann, A., Friedrich, O., Beckmann, B., Hofmann, P., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., Vogel, J., Wagner, T. y Norris, R.D. (2008). Isotopic evidence for a glaciation event during the early Late Cretaceous super-greenhouse episode. *Science*, 319, 189-192.
- Breecker, D. O., Sharp, Z. D., y McFadden, L. D. (2010). Atmospheric CO₂ concentrations during ancient greenhouse climates were similar to those predicted for AD 2100. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(2), 576-580.
- Brumsack, H. J. (2006). The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2-4), 344-361.

- Brune, S., Williams, S. E., y Mueller, R. D. (2017). Potential links between continental rifting, CO₂ degassing and climate change through time. *Nature Geoscience*, 10(12), 941-946.
- Busch, Daniel A. y Amado-Govela, S. (1974). Stratigraphy and structure of Chicontepec turbidites, southeastern Tampico-Misantla Basin, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 62(2), 235-246.
- Calvert, S. E., y Pedersen, T. F. (1993). Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine geology*, 113(1-2), 67-88.
- Cantú-Chapa, A. (1971). La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3(2), 17-40.
- Canfield, D. E. (2001). Biogeochemistry of sulfur isotopes. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 43(1), 607-636.
- Caron, M. (1983). La spéciation chez les foraminifères planctiques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, 10, 671-676.
- Caron, M., Dall'Agnolo, S., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E. G., Amédro, F., y Robaszynski, F. (2006). High-resolution stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios*, 39(2), 171-200.
- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al N-W de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(1-2), 1- 98.
- Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio Geológico de una Parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17(5-7), 73-96
- Chambers, L. A., y Trudinger, P. A. (1979). Microbiological fractionation of stable sulfur isotopes: a review and critique. *Geomicrobiology Journal*, 1(3), 249-293.
- Coccioni, R. y Luciani, V. (2004). Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian) in its type area: a high-resolution study from the Tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, Central Italy). *Journal of Foraminiferal Research*, 34(2), 109-129.

- Coccioni, R., y Luciani, V. (2005). Planktonic foraminifers across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian): the Italian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224(1-3), 167-185.
- Coccioni, R., Luciani, V., y Marsili, A. (2006). Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: paleoecological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235(1-3), 66-92.
- Coffin, M. F., y Eldholm, O. (1994). Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32(1), 1-36.
- Cogné, J. P., y Humler, E. (2006). Trends and rhythms in global seafloor generation rate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(3), 1-17
- Colín-Rodríguez, A. (2020). Condiciones paleoambientales durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano en la Cuenca Huayacocotla y su relación con los eventos de cambio global acelerado. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 1-132.
- De Cserna, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional, 1-87.
- Demaison, G. J., y Moore, G. T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(8), 1179-1209.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *American Association of Petroleum Geologists*, 108-121.
- Duque-Botero, F., y Maurrasse, F. (2005). Cyanobacterial productivity, variations in the organic carbon, and facies of the Indidura Formation (Cenomanian-Turonian), Northeastern Mexico. *Journal of Iberian Geology*, 31(8), 85-98.
- Duque-Botero, F., Maurrasse, F. J. R., Hickey-Vargas, R., Melinte, M. C., Jaffe, R., y López-Oliva, J. G. (2009). Microspheroid accumulations and geochemical characteristics of a Cenomanian–Turonian anoxic basin: the record of the Indidura Formation, NE Mexico: Geologic Problem Solving with Microfossils: A Volume in Honor of Garry D. Jones, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publications*, 93, 171-186.
- Du Vivier, A. D. C. (2014). Global evaluation of Os and Ca marine isotope stratigraphy and U-Pb geochronology of the OAE 2. Department of Earth Sciences, Durham University, tesis de Doctorado, 1-241.

- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda-García, M., y Buitrón-Sánchez, B. E. (2014). Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 507-539.
- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda-García, M., y Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1-26.
- Elderbak, K., y Leckie, R. M. (2016). Paleocirculation and foraminiferal assemblages of the Cenomanian–Turonian Bridge Creek Limestone bedding couplets: Productivity vs. dilution during OAE2. *Cretaceous Research*, 60, 52-77.
- Eldrett, J. S., Dodsworth, P., Bergman, S. C., Wright, M., y Minisini, D. (2017). Water-mass evolution in the Cretaceous western interior seaway of North America and equatorial Atlantic. *Climate of the Past*, 13(7), 855-878.
- Eldrett, J. S., Ma, C., Bergman, S. C., Lutz, B., Gregory, F. J., Dodsworth, P., Phipps, M., Hardas, P., Minisini, D., Ozkan, A., Ramezani, J., Bowring, S. A., Kamo, S. L., Ferguson, K., Macaulay, C. y Kelly, A. E. (2015). An astronomically calibrated stratigraphy of the Cenomanian, Turonian and earliest Coniacian from the Cretaceous Western Interior Seaway, USA: Implications for global chronostratigraphy. *Cretaceous Research*, 56, 316-344.
- Eldrett, J. S., Minisini, D., y Bergman, S. C. (2014). Decoupling of the carbon cycle during Ocean Anoxic Event 2. *Geology*, 42(7), 567-570.
- Elias-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., y Macías-Romo, C. (2000). Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: New constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 355-375.
- Elrick, M., Molina-Garza, R., Duncan, R., y Snow, L. (2009). C-isotope stratigraphy and paleoenvironmental changes across OAE2 (mid-Cretaceous) from shallow-water platform carbonates of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4), 295-306.
- Ellis, D. V., y Singer, J. M. (2007). *Well logging for earth scientists*: Springer, Dordrecht, 1-708.
- Ellis, D. V., Schweitzer, J. S., y Ullo, J. J. (1987). Nuclear techniques for subsurface geology. *Annual Review of Nuclear and Particle Science*, 37(1), 213-241.
- Emerson, S., y Hedges, J. I. (1988). Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography*, 3(5), 621-634.

- Enciso-Cárdenas, J. J., Núñez-Useche, F., Ortegón, L. F. C., de la Rosa-Rodríguez, G., Martínez-Yañez, M., y Borrego, Á. G. (2021). Paleoenvironment and source-rock potential of the Cenomanian-Turonian Eagle Ford Formation in the Sabinas basin, northeast Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 1-14.
- Ernst, R. E., y Youbi, N. (2017). How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 30-52.
- Erba, E., Duncan, R. A., Bottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H. C., y Malinverno, A. (2015). Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. The origin, evolution, and environmental impact of oceanic large igneous provinces. *Geological Society of America Special Paper*, 511, 271-303.
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D., y Markey, M. (2001). Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, 409(6818), 325-327.
- Erbacher, J., Friedrich, O., Wilson, P. A., Birch, H., y Mutterlose, J. (2005). Stable organic carbon isotope stratigraphy across Oceanic Anoxic Event 2 of Demerara Rise, western tropical Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(6), 1-9.
- Espitalié, J., Deroo, G., y Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, 40(6), 755-784.
- Ezampanah, Y., Di Lucia, M., Yazdi-Moghadam, M., y Zaghib-Turki, D. (2022). Planktonic foraminiferal distribution of the Late Cretaceous to late Paleocene deposits of the Bandar Abbas area (Zagros Belt, SW Iran): An update of the bio-and lithostratigraphic framework. *Journal of African Earth Sciences*, 185, 1-16.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., y Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
- Fedo, C. M., Young, G. M., y Nesbitt, H. W. (1997). Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Precambrian Research*, 86, 201-223.
- Fitz-Díaz, E., Camprubí, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., Schleicher, A. M., y van der Pluijm, B. (2014b). Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 391, 263-273.

- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., y Van Der Pluijm, B. (2014a). Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults. *International Geology Review*, 56(6), 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., y Serrano, A. V. (2012). The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere*, 8(4), 931-949.
- Fitz-Díaz, E., y van der Pluijm, B. (2013). Fold dating: A new Ar/Ar illite dating application to constrain the age of deformation in shallow crustal rocks. *Journal of Structural Geology*, 54, 174-179.
- Flügel, E. (2016). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*: Springer, 1-984.
- Föllmi, K. B. (2012). Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35, 230-257.
- Föllmi, K. B., Godet, A., Bodin, S., y Linder, P. (2006). Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography*, 21(4), 1-16.
- Foster, G. L., Royer, D. L., y Lunt, D. J. (2017). Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature communications*, 8(1), 1-8.
- Friedrich, O., Erbacher, J., y Mutterlose, J. (2006). Paleoenvironmental changes across the Cenomanian/Turonian boundary event (oceanic anoxic event 2) as indicated by benthic foraminifera from the Demerara Rise (ODP Leg 207). *Revue de Micropaléontologie*, 49, 121-139.
- Gale, A. S. (1996). Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. *Geological Society, London, Special Publications*, 103(1), 177-195.
- Galloway, J. M., Fensome, R. A., Swindles, G. T., Hadlari, T., Fath, J., Schröder-Adams, C., Herrle, J. O., y Pugh, A. (2021). Exploring the role of High Arctic Large Igneous Province volcanism on Early Cretaceous Arctic forests. *Cretaceous Research*, 129, 1-22.
- Gambacorta, G., Jenkyns, H. C., Russo, F., Tsikos, H., Wilson, P. A., Faucher, G., y Erba, E. (2015). Carbon-and oxygen-isotope records of mid-Cretaceous Tethyan pelagic sequences

from the Umbria–Marche and Belluno Basins (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 48(3), 299-323.

- Giesemann, A., Jager, H. J., Norman, A. L., Krouse, H. R., y Brand, W. A. (1994). On-Line Sulfur-Isotope Determination Using an Elemental Analyzer Coupled to a Mass Spectrometer. *Analytical Chemistry*, 66(18), 2816-2819.
- Goldhaber, M. B., y Kaplan, I. R. (1974). The sulfur cycle. *The sea*: ED Goldberg, 569-655.
- Goldhammer, R.K., (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, 1-58.
- Goldhammer, R.K., y Johnson, C.A. (2001). Middle Jurassic-Uper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim: in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, 45-81.
- Gomes, M. L., Hurtgen, M. T., y Sageman, B. B. (2016). Biogeochemical sulfur cycling during Cretaceous oceanic anoxic events: A comparison of OAE1a and OAE2. *Paleoceanography*, 31(2), 233-251.
- González, G.R. y Holguín, Q.N. (1991). Geology of the source rocks of Mexico: Source-rock geology. In *Proceeding of the XIII World Petroleum Congress, Buenos Aires, Argentina*, 2, 1-10.
- Google Earth Pro. (2021). Territorio Mexicano. [Imagen satelital]. Consultado el 24 de octubre de 2021.
- Gray, G. G., y Lawton, T. F. (2011). New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 333-343.
- Groshény, D., y Malartre, F. (1997). Stratégies adaptatives des foraminifères benthiques et planctoniques à la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin du sud-est de la France: essai de compréhension globale. *Geobios*, 30, 181-193.
- Gupta, B. K. S. (1999). *Modern foraminifera*: Kluwer Academic Publishers, 1-36.
- Han, Z., Hu, X., Li, J., y Garzanti, E. (2016). Jurassic carbonate microfacies and relative sea-level changes in the Tethys Himalaya (southern Tibet). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 456, 1-20.

- Haq, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 44-58.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., y Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Harland, M., Francis, J. E., Brentnall, S. J., y Beerling, D. J. (2007). Cretaceous (Albian– Aptian) conifer wood from Northern Hemisphere high latitudes: Forest composition and palaeoclimate. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 143(3-4), 167-196.
- Harrison, A. G., y Thode, H. G. (1957). The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulphate. *Transactions of the Faraday Society*, 53, 1648-1651.
- Hart, M. B. (1980). The recognition of mid-Cretaceous sea-level changes by means of foraminifera. *Cretaceous Research*, 1(4), 289-297.
- Hatch, J. R., y Leventhal, J. S. (1992). Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chemical Geology*, 99(1-3), 65-82.
- Hay, W. W. (2009). Cretaceous oceans and ocean modeling. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 91, 243-271.
- Hemleben C., Spindler M., y Anderson O.R. (1989), *Modern Planktonic Foraminifera*: Springer-Verlag, 1-363.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., y Barcelo-Duarte, J. (1997). Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian–Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18(5), 661-686.
- Hetzel, A., Böttcher, M. E., Wortmann, U. G., y Brumsack, H. J. (2009). Paleo-redox conditions during OAE 2 reflected in Demerara Rise sediment geochemistry (ODP Leg 207). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(3-4), 302-328.
- Higginson, M. (2009). Geochemical proxies (non-isotopic). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. 341-353.
- Hoefs, J. (2018). *Stable isotope geochemistry*: Springer, 1-433.
- Hotelling, H. (1933). Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of Educational Psychology*, 24(6), 417-441.

- Huber, B. T., Macleod, K. G., y Wing, S. L. (2000). Warm climates in earth history: Cambridge University Press, 1-445.
- Huber, B.T., y O'Brien, C.L. (2020). Cretaceous climate. *Encyclopedia of Geology*, 5(2), 497-503
- Ice, R. G., y Charles, L. M. (1980). Foraminifers and Calcispheres from Cuesta del Cura and Lower Agua Nueva (?) Formations (Cretaceous), East-Central Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(9), 1560-1560.
- Ifrim, C., Götz, S., y Stinnesbeck, W. (2011). Fluctuations of the oxygen minimum zone at the end of Oceanic Anoxic Event 2 reflected by benthic and planktic fossils. *Geology*, 39(11), 1043-1046.
- Jakubowski, N., Horsky, M., Roos, P. H., Vanhaecked, F., y Prohaska, T. (2014). Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *The Royal Society of Chemistry*, 3, 208-318.
- Jarvie, D. M. (1991). Total organic carbon (TOC) analysis. Source and migration processes and evaluation techniques: *American Association of Petroleum Geologists*, 113-118.
- Jarvis, I. A. N., Gale, A. S., Jenkyns, H. C., y Pearce, M. A. (2006). Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143(5), 561-608.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Leary, P. N., Tocher, B. A., Horne, D., y Rosenfeld, A. (1988). Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9(1), 3-103.
- Jarvis, I., Lignum, J. S., Gröcke, D. R., Jenkyns, H. C., y Pearce, M. A. (2011). Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography*, 26(3), 1-17.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R. T., y de Cabrera, S. (2002). Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188(3-4), 215-248.
- Jarvis, I., Trabucho-Alexandre, J., Gröcke, D. R., Uličný, D., y Laurin, J. (2015). Intercontinental correlation of organic carbon and carbonate stable isotope records: evidence of climate and sea-level change during the Turonian (Cretaceous). *International Association of Sedimentologists, The Depositional Record*, 1(2), 53-90.
- Jeffreys, G. (1910). Reporte Geológico de la American Gulf Oil Company: Lexico Estratigráfico Mexicano. Servicio Geológico Mexicano, 1-4.

- Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137(2), 171-188.
- Jenkyns, H. C. (2003). Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361(1810), 1885-1916.
- Jenkyns, H. C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3), 1-30.
- Jenkyns, H.C., Dickson, A.J., Ruhl, M., y Van den Boorn, S.H. (2017). Basalt-seawater interaction, the Plenus Cold Event, enhanced weathering and geochemical change: deconstructing Oceanic Anoxic Event 2 (Cenomanian–Turonian, Late Cretaceous). *Sedimentology* 64(1), 16-43.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S., y Corfield, R. M. (1994). Carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131(1), 1-34.
- Jolliffe, I. T. (1986). Principal components in regression analysis. In *Principal component analysis*: Springer, 129-155.
- Jones, B., y Manning, D. A. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical geology*, 111(1-4), 111-129.
- Jones, C. E., y Jenkyns, H. C. (2001). Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301(2), 112-149.
- Jones, M. M., Sageman, B. B., y Meyers, S. R. (2018). Turonian sea level and paleoclimatic events in astronomically tuned records from the Tropical North Atlantic and Western Interior Seaway. *American Geophysical Union, Paleooceanography and Paleoclimatology*, 33(5), 470-492.
- Joo, Y. J., y Sageman, B. B. (2014). Cenomanian to Campanian carbon isotope chemostratigraphy from the Western Interior Basin, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(7), 529-542.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T. F., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Stockli, D. F., y Solari, L. (2019). Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico. *International Geology Review*, 61(17), 2118-2142.

- Kędzierski, M., Machaniec, E., Rodríguez-Tovar, F.J., y Uchman, A. (2012). Bio-events, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian Nappe, Rybie section, Polish Carpathians. *Cretaceous Research*, 35, 181-198.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Luciani, V., Karoui-Yaakoub, N., y Zaghbib-Turki, D. (2002). Paleoecology of the Cretaceous–Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178(3-4), 257-297.
- Keller, G., Han, Q., Adatte, T., y Burns, S. J. (2001). Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22(4), 391-422.
- Kidder, D. L., y Worsley, T. R. (2010). Phanerozoic large igneous provinces (LIPs), HEATT (haline euxinic acidic thermal transgression) episodes, and mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295(1-2), 162-191.
- Kidder, D. L., y Worsley, T. R. (2012). A human-induced hothouse climate. *The Geological Society of America Today*, 22(2), 4-11.
- Klemme, H. D., y Ulmishek, G. F. (1991). Effective petroleum source rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75(12), 1809-1851.
- Kuypers, M. M., Pancost, R. D., Nijenhuis, I. A., y Sinninghe Damsté, J. S. (2002). Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the late Cenomanian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 17(4), 3-1.
- Kuroda, J., Ogawa, N. O., Tanimizu, M., Coffin, M. F., Tokuyama, H., Kitazato, H., y Ohkouchi, N. (2007). Contemporaneous massive subaerial volcanism and late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(1-2), 211-223.
- Larson, R. L. (1991a). Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19(10), 963-966.
- Larson, R. L. (1991b). Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19(6), 547-550.
- Lawton, T. F., y Molina-Garza, R. S. (2014). U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 126(9-10), 1181-1199.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., y Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3), 1-29.

- López-Palomino, R. I., Villaseñor-Martínez, A. B., y Olóriz-Sáez, F. (2006). Primer registro del género *Vinalesphinctes* (Ammonitina) en el Oxfordiano de México: Significación bioestratigráfica y consideraciones paleobiogeográficas en el Jurásico Superior de América. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 162-183.
- Longoria, J. F. y Gamper, M. A. (1975). The classification and evolution of Cretaceous planktonic foraminifera. Part 1: The Superfamily Hedbergelloidea: *Revista española de micropaleontología*, 1, 61-96.
- Lowery, C.M., Corbett, M. J., Leckie, R.M., Watkins, D., Romero, A.M. y Pramudito, A. (2014). Foraminiferal and nannofossil paleoecology and paleoceanography of the Cenomanian–Turonian Eagle Ford Shale of southern Texas. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 413, 49-65.
- Luciani, V., y Cobianchi, M. (1999). The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data. *Cretaceous Research*, 20(2), 135-167.
- MacNamara, J., y Thode, H. G. (1950). Comparison of the isotopic constitution of terrestrial and meteoritic sulphur. *American Physical Society Physical Review* 78(3), 307-308.
- Marchal, R., Chaussepied, B., y Warzywoda, M. (2001). Effect of ferrous ion availability on growth of a corroding sulfate-reducing bacterium. *International Biodeterioration and Biodegradation*, 47(3), 125-131.
- Martínez-Yáñez, M., Núñez-Useche, F., Martínez, R. L., y Gardner, R. D. (2017). Paleoenvironmental conditions across the Jurassic–Cretaceous boundary in central-eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 261-275.
- Martini, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (2018). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38-55
- Marton, G., y Buffler, R. T. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review*, 36(6), 545-586.
- Marton, G. L., y Buffler, R. T. (1999). Jurassic—Early Cretaceous tectono-paleogeographic evolution of the southeastern Gulf of Mexico basin. *Sedimentary Basins of the World*, 4, 63-91.
- McCarthy, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., y Stankiewicz, C. (2011). La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras. *Oilfield Review*, 23(2), 35-47.

- Méhay, S., Keller, C. E., Bernasconi, S. M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C., y Hochuli, P. A. (2009). A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology*, 37(9), 819-822.
- Mendoza-Rosales, C. C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madrigal, E., y Bernal, J. P. (2010). Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3-4), 419-434.
- Meyers, P. A. (2006). Paleooceanographic and paleoclimatic similarities between Mediterranean sapropels and Cretaceous black shales. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235(1-3), 305-320.
- Meyers, S. R. (2007). Production and preservation of organic matter: The significance of iron. *Paleoceanography* 22, 1-16.
- Milnes, A. R., y Fitzpatrick, R. W. (1989). Titanium and Zirconium Minerals. *Minerals in Soil Environments: Soil Science Society of America* 1131-1205.
- Molina, E. (2004). Foraminíferos planctónicos: Globigerinina. *Micropaleontología: Prensas Universitarias de Zaragoza*, 127-158.
- Monier-Castillo, A., López-Palomino, I., Romo-Ramírez, J. R., Palma-Ramírez, A., y Contreras-Cruz, D. (2018). Micropaleontological study of Lower Cretaceous rocks (Barremian-Albian) near La Soledad, Nuevo León, northeastern Mexico. *Paleontología Mexicana*, 7(1), 57-72.
- Moore D.M. y Reynolds R.C. Jr. (1997). *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals: Oxford University Press*, 1-378.
- Moran-Zenteno, D. (1994). The geology of the Mexican Republic: *American Association of Petroleum Geologists*, 1-160.
- Mort, H. P., Adatte, T., Föllmi, K. B., Keller, G., Steinmann, P., Matera, V., Berner, Z., y Stüben, D. (2007). Phosphorus and the roles of productivity and nutrient recycling during oceanic anoxic event 2. *Geology*, 35(6), 483-486.
- Muir, J.M. (1936). *Geology of the Tampico Region, Mexico. American Association of Petroleum Geologists*, 1-280.
- Munsell Color. (2009). *Geological rock-color chart with genuine Munsell color chips. Geological Society of America*, 1-12.

- Nesbitt, H. W., y Young, G. M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Núñez-Useche, F. (2016). Registro y condiciones paleoambientales de eventos anóxicos oceánicos del cretácico en el margen Occidental del proto-atlántico Norte: Norte y Centro de México. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 1-132.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., y Canet, C. (2014). Mexican archives for the major Cretaceous oceanic anoxic events. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 491-505.
- Núñez-Useche, F., Canet, C., Barragán, R., y Alfonso, P. (2016). Bioevents and redox conditions around the Cenomanian–Turonian anoxic event in Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449, 205-226.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Torres-Martínez, M. A., López-Zúñiga, P. A., Moreno-Bedmar, J. A., Chávez-Cabello, G., Canet, C., y Chacon-Baca, E. (2020). Response of the western proto-North Atlantic margin to the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE) 1a: an example from the Cupido platform margin-Gulf of Mexico, NE Mexico. *Cretaceous Research*, 113, 1-38.
- O'Brien, C. L., Robinson, S. A., Pancost, R. D., Damsté, J. S. S., Schouten, S., Lunt, D. J., Alsenz, H., Bornemann, A., Bottini, C., Brassell, S. C., Farnsworth, A., Forster, A., Huber, B. T., Inglis, G. N., Jenkyns, H. C., Linnert, C., Littler, K., Markwick, P., McAnena, A., Mutterlose, J., Naafs, B. D. A., Püttmann, W., Sluijs, A., van Helmond, A. G. M., Vellekoop, J., Wagner, T., y Wrobel, N. E. (2017). Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes. *Earth-Science Reviews*, 172, 224-247.
- Ochoa-Camarillo, H. R., Buitrón, B. E., y Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1), 57-63.
- Ochoa-Camarillo, H. R., Buitrón-Sánchez, B. E., Silva-Pineda, A., y Bartolini, C. (1999). Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico. *Special Papers Geological Society of America*, 59-68.
- O'Connor, L.K., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A., Remmelzwaal, S.R., Batenburg, S. J., Parkinson, I.J., y Gale, A.S. (2020). A Re-evaluation of the Plenian Cold Event, and the Links Between CO₂, Temperature, and Seawater Chemistry During OAE 2. *Palaeogeography and Palaeoclimatology*. 35, 1-22.

- Ogg, J.G., Ogg, G.M. y Gradstein, F.M. (2016). Cretaceous. A Concise Geologic Time Scale: Elsevier, 167-187.
- Ohmoto, H., Kaiser, C. J., y Geer, K. A. (1990). Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments and ancient sediment-hosted base metal deposits. Stable isotopes and fluid processes in mineralization: University of Western Australia, 70-120.
- Omaña-Pulido, M. L. (2012). Bioestratigrafía, Paleoecología y Paleobiogeografía del Cretácico Superior con base en Foraminíferos de la parte Occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, México. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 1-198.
- Ortega-Flores, B. (2011). Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 1-104.
- Owens, J. D., Lyons, T. W., Li, X., Macleod, K. G., Gordon, G., Kuypers, M. M., Anbar, A., Kuhnt, W., y Severmann, S. (2012). Iron isotope and trace metal records of iron cycling in the proto-North Atlantic during the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE-2). *Paleoceanography*, 27(3), 1-13
- Owens, J. D., Lyons, T. W., y Lowery, C. M. (2018). Quantifying the missing sink for global organic carbon burial during a Cretaceous oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 499, 83-94.
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42.
- Padilla y Sánchez, R. J. (2016). Late Triassic-Late Cretaceous Paleogeography of Mexico and the Gulf of Mexico. *Mesozoic of the Gulf Rim and Beyond. New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin: Society for Sedimentary Geology*, 1-16.
- Paez-Reyes, M., Carvajal-Ortiz, H., Sahoo, S. K., Varol, O., Miller, B. V., Hughes, G. W., Gaona-Narvaez, T., Patarroyo, G. D., Curtis, J. H., y Copeland, P. (2021). Assessing the contribution of the La Luna Sea to the global sink of organic carbon during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2). *Global and Planetary Change*, 199, 1-23.
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., y Thiemens, M. H. (2004). Seawater sulfur isotope fluctuations in the Cretaceous. *Science*, 304(5677), 1663-1665.

- Paytan, A., y McLaughlin, K. (2007). The oceanic phosphorus cycle. *Chemical Reviews*, 107(2), 563-576.
- Peace, A. L., Phethean, J. J., Franke, D., Foulger, G. R., Schiffer, C., Welford, J. K., McHone, G., Rocchi, S., Schnabel, M., y Doré, A. G. (2020). A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces—In search of a causative mechanism. *Earth-Science Reviews*, 206, 1-25.
- Pearson, K. (1901). On lines and planes of closest fit to systems of points in space. *Philosophical Magazine*, 2, 559-572.
- Pedersen, T. F., y Calvert, S. E. (1990). Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(4), 454-466.
- Pemex, P. M. (1988). *estratigrafía de la república Mexicana: Mesozoico*. México, DF, Subdirección de producción primaria, Coordinación ejecutiva de exploración, Informe Inédito, 1-216.
- Pessagno Jr, E. A. (1987). Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part I. Upper Jurassic (Kimmeridgian-upper Tithonian) Pantanelliidae from the Taman Formation, east-central Mexico: Tectonostratigraphic, chronostratigraphic, and phylogenetic implications. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 23, 1-51.
- Peters, K. E. (1986). Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70(3), 318-329.
- Peters, K. E. y Moldowan, J. M. (1993). *The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediment*. Prentice Hall, 1-347.
- Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1-39.
- Pindell, J.L., y Kennan, L., 2007, Rift models and the salt-cored marginal wedge in the northern Gulf of Mexico: implications for deep water Paleogene Wilcox deposition and basin-wide maturation, *Transactions of GCSSEPM 27th Annual Bob F. Perkins Research Conference*, 146-186.
- Pindell, J. L., y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, Special Publications*, 328(1), 1-55.
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., y Weber, B. (2021). A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the

light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. Geological Society, Special Publications, 504(1), 29-76

- Pineda Becerril V. (2012). Determinación de la evolución térmica de las rocas generadoras de petróleo. México, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis para obtener el título de ingeniera geóloga, 1-102.
- Piper, D. Z., y Calvert, S. E. (2009). A marine biogeochemical perspective on black shale deposition. *Earth-Science Reviews*, 95(1-2), 63-96.
- Premoli-Silva, I. y Sliter, W. (1995). Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Battocione section, Gubbio, Italy. *Paleontographia Italica*, 82, 1-89.
- Premoli-Silva, I., y Slitter, W. V. (2002). Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera: University of Perugia, Italy, 1-462.
- Ramírez-Gutiérrez, J.G. (2006). Informe de la Carta Geológico-Minero Galeana G14-C56, escala 1:50,000, estado de Nuevo León, Servicio Geológico Mexicano: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano. Informe técnico, 1-38.
- Ramos, E. L. (1981). Paleogeografía y tectónica del Mesozoico de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 158-177.
- Raven, M. R., Fike, D. A., Bradley, A. S., Gomes, M. L., Owens, J. D., y Webb, S. A. (2019). Paired organic matter and pyrite $\delta^{34}\text{S}$ records reveal mechanisms of carbon, sulfur, and iron cycle disruption during Ocean Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 27- 38.
- Reershemius, T., y Planavsky, N. J. (2021). What controls the duration and intensity of ocean anoxic events in the Paleozoic and the Mesozoic? *Earth-Science Reviews*, 1-12.
- Robaszynski, F., Zagrarni, M. F., Caron, M., y Amédro, F. (2010). The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia). *Cretaceous Research*, 31(1), 1-15.
- Robinson, N. D. (1986). Lithostratigraphy of the chalk group of the north downs, southeast England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 97(2), 141-170.
- Rueda-Gaxiola, J., Dueñas, M. A., Rodríguez, J. L., Minero, M., y Uribe, G. (1993). Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla; dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar. *El Alogrupo Los San Pedros: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 43(1), 1-33.

- Sageman, B. B., Lyons, T. W., y Joo, Y. J. (2014). Geochemistry of Fine-Grained, Organic Carbon-Rich Facies. *Treatise on Geochemistry*, 9(9-6), 141-179.
- Sageman, B. B., Murphy, A. E., Werne, J. P., Ver Straeten, C. A., Hollander, D. J., y Lyons, T. W. (2003). A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin. *Chemical Geology*, 195(1-4), 229-273.
- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71(4), 419-451.
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico basin. *The Gulf of Mexico Basin: The Geological Society of America*, 389-444.
- Sansores-Manzanilla, E., y Girard-Navarrete, R. (1969). Bosquejo geológico de la Zona Norte: Mexico, DF, Instituto Mexicano del Petróleo, Seminario sobre Exploración Petrolera. *Mesa Redonda*, 2, 1-36.
- Santamaría-Orozco, D., Arenas-Partida, R., y Escamilla-Herrera, A. (1990). Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico), Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto CAO-3052, 1-140.
- Savrda, C. E. (2007). Trace fossils and marine benthic oxygenation. *Trace Fossils: Elsevier* 149-158.
- Scotese, C. R. (2021). An Atlas of Phanerozoic Paleogeographic Maps: The Seas Come In and the Seas Go Out. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49(1), 679-728.
- Schiebel, R., y Hemleben, C. (2017). *Planktic foraminifers in the modern ocean: Springer*, 1-358
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., y Scholle, P. A. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 371-399.
- Schlanger, S. O., y Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55(3-4), 179-184.
- Scholle, P. A., y Arthur, M. A. (1980). Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(1), 67-87.

- Schröder-Adams, C. J., Herrle, J. O., Selby, D., Quesnel, A., y Froude, G. (2019). Influence of the high Arctic igneous province on the Cenomanian/Turonian boundary interval, Sverdrup Basin, High Canadian Arctic. *Earth and Planetary Science Letters*, 511, 76-88.
- Sensarma, S., Storey, B. C., y Malviya, V. P. (2018). Gondwana large igneous provinces (LIPs): Distribution, diversity and significance. Geological Society, London, Special Publications, 463(1), 1-16.
- Seton, M., Gaina, C., Müller, R. D., y Heine, C. (2009). Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: Fact or fiction?. *Geology*, 37(8), 687-690.
- Shahraki, J., Javdan, M.J., Hashemi, S.M.P., Jami, M., Nastooh, M., y Kalvandi, S.M. (2015). Facies Analysis, Depositional Environment of the Lower Permian Deposits of Chili Formation in Kalmard Block, Eastern Central Iran (Darin Section). *Open Journal of Geology*, 5, 539-551.
- Sharp, Z. (2017). Principles of stable isotope geochemistry. (1-416), Prentice Hall.
- Sim, M. S., Bosak, T., y Ono, S. (2011). Large sulfur isotope fractionation does not require disproportionation. *Science*, 333(6038), 74-77.
- Sliter, W. (1995). Cretaceous planktic foraminifers examined in thin section. United States Geological Survey Short Course, California.
- Sliter, W.V. (1997). Cretaceous planktic foraminifers examined in thin section. U.S. Geological Survey Menlo Park, California, USA, Short Course Notes, 62.
- Sliter, W. (1999). Biostratigraphic zonation for Cretaceous Planktonic foraminifers examined in thin section. *Journal of Foraminiferal Research*, 19 (1), 1-19.
- Snow, L. J., Duncan, R. A., y Bralower, T. J. (2005). Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2. *Paleoceanography*, 20(3), 1-14.
- Sohl, N.P., Martínez, E. Salmerón-Urena, P. y Soto-Jaramillo, F. (1991). Upper Cretaceous: Chapter 10: The Gulf of Mexico: The Geological Society of America, 205-544.
- Stein, M., Westermann, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J. E., y Föllmi, K. B. (2012). Late Barremian–Early Aptian paleoenvironmental change: The Cassis La Bédoule section, southeast France. *Cretaceous Research*, 37, 209-222.
- Steiner, S., Ahsan, S. A., Raina, I., Dasgupta, S., y Lis, G. P. (2016). Interpreting total organic carbon TOC in source rock oil plays. Society of Petroleum Engineers, 1-18.

- Stephenson, L.W. (1922). en Muir, J.M. (1936). *Geology of the Tampico Region, Mexico*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1-280.
- Stern, R. J., y Dickinson, W. R. (2010). The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere*, 6(6), 739-754.
- Stoll, H. M., y Schrag, D. P. (2000). High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet?. *Geological Society of America Bulletin*, 112(2), 308-319.
- Strong, D.F., y Longerich. (1985). The Inductively Coupled Plasma/Mass Spectrometer (ICP/MS). *Geoscience Canada*, 12(2), 72-75.
- Sun, X., Higgins, J., y Turchyn, A. V. (2016). Diffusive cation fluxes in deep-sea sediments and insight into the global geochemical cycles of calcium, magnesium, sodium and potassium. *Marine Geology*, 373, 64-77.
- Suter, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles–San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12), 1387-1397.
- Suter, M. (1990). Hoja Tamazunchale 14Q-e (5): con geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. UNAM, Instituto de Geología.
- Sweere, T. C., Dickson, A. J., Jenkyns, H. C., Porcelli, D., y Henderson, G. M. (2020). Zinc-and cadmium-isotope evidence for redox-driven perturbations to global micronutrient cycles during Oceanic Anoxic Event 2 (Late Cretaceous). *Earth and Planetary Science Letters*, 546, 1-12.
- Takashima, R., Nishi, H., Huber, B. T., y Leckie, R. M. (2006). Greenhouse World and the Mesozoic Ocean. *Oceanography*. 19(4), 82-92.
- Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Hayashi, K., Waseda, A., Obuse, A., Tomosugi, T., Deguchi, N., y Mochizuki, S. (2010). High-resolution terrestrial carbon isotope and planktic foraminiferal records of the Upper Cenomanian to the Lower Campanian in the Northwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(3-4), 570-582.
- Taylor, A. M., y Goldring, R. (1993). Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.
- Trabucho-Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G. A., van der Zwan, K. J., van de Wal, R. S., Dijkstra, H. A., y de Boer, P. L. (2010). The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: black shales and OAEs. *Paleoceanography*, 25(4), 1-14.

- Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., y Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, 232(1-2), 12-32.
- Tsikos, H., Jenkyns, H. C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M. R., Forster, A., Kolonic, S., Erba, E., Premoli Silva, I., Baas, M., Wagner, T., y Damsté, J. S. (2004). Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 161(4), 711-719.
- Turekian, K. K., y Wedepohl, K. H. (1961) Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust. *Geological Society of America Bulletin*, 72(2), 175-192.
- Uličný, D., Jarvis, I., Gröcke, D. R., Čech, S., Laurin, J., Olde, K., Trabucho-Alexandre, J., Švábenická, L., y Pedentchouk, N. (2014). A high-resolution carbon-isotope record of the Turonian stage correlated to a siliciclastic basin fill: Implications for mid-Cretaceous sea-level change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 405, 42-58.
- van Bentum, E.C., Hetzel, A., Brumsack, H.J., Forster, A., Reichart, G.J., y Damste, J.S.S. (2009). Reconstruction of water column anoxia in the equatorial Atlantic during the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event using biomarker and trace metal proxies. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 280, 489-498.
- Vega-Ortiz, C., Beti, D. R., Setoyama, E., McLennan, J. D., Ring, T. A., Levey, R., y Martínez-Romero, N. (2020). Source rock evaluation in the central-western flank of the Tampico Misantla Basin, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 1-12.
- Vidal, R., Ma, Y., y Sastry, S. S. (2016). *Principal Component Analysis. Generalized Principal Component Analysis: Springer Verlag New York*, 25-62.
- Voigt, S. (2000). Cenomanian–Turonian composite $\delta^{13}\text{C}$ curve for Western and Central Europe: the role of organic and inorganic carbon fluxes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 160, 91–104.
- Voigt, S., Aurag, A., Leis, F., y Kaplan, U. (2007). Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Münsterland Cretaceous Basin, Germany. *Earth and planetary science letters*, 253(1-2), 196-210.
- Voigt, S., Gale, A. S. y Flögel, S. (2004). Midlatitude shelf seas in the Cenomanian-Turonian greenhouse world: Temperature evolution and North Atlantic circulation. *Paleoceanography* 19, 1-17.
- Voigt, S., y Hilbrecht, H. (1997). Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: correlation and relations with sea level and sediment stability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134(1-4), 39-59.

- Voigt, S., y Wiese, F. (2000). Evidence for Late Cretaceous (Late Turonian) climate cooling from oxygen-isotope variations and palaeobiogeographic changes in Western and Central Europe. *Journal of the Geological Society*, 157(4), 737-743.
- Wang, Q. J., Xu, X. H., Jin, P. H., Li, R. Y., Li, X. Q., y Sun, B. N. (2013). Quantitative reconstruction of Mesozoic paleoatmospheric CO₂ based on stomatal parameters of fossil *Baiera furcata* of Ginkgophytes. *Geological review*, 59(6), 1035-1045.
- Wang, Y., Huang, C., Sun, B., Quan, C., Wu, J., y Lin, Z. (2014). Paleo-CO₂ variation trends and the Cretaceous greenhouse climate. *Earth-Science Reviews*, 129, 136-147.
- Weissert, H., y Erba, E. (2004). Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society*, 161(4), 695-702.
- Wendler, I., Gräfe, K. U., Ding, L., y Luo, H. (2011). Upper Cretaceous inter-hemispheric correlation between the Southern Tethys and the Boreal: chemo- and biostratigraphy and paleoclimatic reconstructions from a new section in the Tethys Himalaya, S-Tibet. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(2), 137-171.
- Wendler, I., Wendler, J., Gräfe, K. U., Lehmann, J., y Willems, H. (2009a). Turonian to Santonian carbon isotope data from the Tethys Himalaya, southern Tibet. *Cretaceous Research*, 30(4), 961-979.
- Wendler, I., Wendler, J., Neuhuber, S., y Wagreich, M. (2009b). Productivity fluctuations and orbital cyclicity during onset of Early to Middle Turonian marine red-bed formation (Austrian Eastern Alps). *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 91, 209-221.
- Wendler, J. E., y Wendler, I. (2016). What drove sea-level fluctuations during the mid-Cretaceous greenhouse climate? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 412-419.
- Wendler, I., Wendler, J. E., y Clarke, L. J. (2016). Sea-level reconstruction for Turonian sediments from Tanzania based on integration of sedimentology, microfacies, geochemistry and micropaleontology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 528-564.
- Westermann, S., Caron, M., Fiet, N., Fleitmann, D., Matera, V., Adatte, T., y Föllmi, K. B. (2010). Evidence for oxic conditions during oceanic anoxic event 2 in the northern Tethyan pelagic realm. *Cretaceous Research*, 31(5), 500-514.
- Westermann S., Vance D., Cameron V., Archer C. y Robinson S.A. (2014). Heterogeneous oxygenation states in the Atlantic and Tethys oceans during Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 178–189.

- Wiese, F., Čech, S., Ekrt, B., Košťák, M., Mazuch, M., y Voigt, S. (2004). The Upper Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) exemplified by the Úpohlavy working quarry: integrated stratigraphy and palaeoceanography of a gateway to the Tethys. *Cretaceous Research*, 25(3), 329-352.
- Wiese, F., y Voigt, S. (2002). Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: faunal response and possible causes. *Geobios*, 35(1), 65-77.
- Wilson, J. L. (1975). *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer Verlag, 1-471.
- Wilson, J. L. (2012). *Carbonate facies in geologic history*: Springer Science & Business Media, 1-471.
- Wilson, P. A., y Norris, R. D. (2001). Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412(6845), 425-429.
- Yang, Q., y Pessagno, E. A. (1989). Upper Tithonian Vallupinae (Radiolaria) from the Taman Formation, east-central Mexico. *Micropaleontology*, 35(2), 114-134.
- Young, J.R., Wade, B.S., y Huber B.T. (eds) pforams@mikrotax website. 21 Apr. 2017. URL: <http://www.mikrotax.org/pforams>.

ANEXOS



**Eduardo Miguel Gómez
Estrada**

Tesis de Licenciatura

Rayos Gamma

Muestra	Metro	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	SGR [API]	U/Th
SA127	27	1.8	0.9	6.7	62.8	0.13432836
	26.5	0.7	0.3	5	33.6	0.06
SA126	26	2.5	1.1	9.2	85.6	0.11956522
	25.5	2.7	5.3	17.8	156.8	0.29775281
SA125	25	1.5	2.4	8.6	77.6	0.27906977
	24.75	3.2	4.4	11.6	132.8	0.37931034
	24.5	1.3	3.2	5.5	68.4	0.58181818
SA124	24	2	3.4	7.9	90.8	0.43037975
	23.5	1.4	2.4	3.6	56	0.66666667
SA123	23	2.3	1	10.4	86.4	0.09615385
	22.5	2.3	2.9	6.7	86.8	0.43283582
SA122	22	1.5	1.7	5.5	59.6	0.30909091
	21.75	1.7	2.3	8	77.6	0.2875
	21.5	0.9	3.4	5.5	63.6	0.61818182
SA121	21	0.8	1.5	3.1	37.2	0.48387097
	20.5	0.4	2.3	3.1	37.2	0.74193548
SA120	20	1.8	1.6	6.7	68.4	0.23880597
	19.5	0.9	2.1	3.1	43.6	0.67741935
SA119	19	1	1.4	4.3	44.4	0.3255814
SA118B	18.5	2.5	3.6	10.4	110.4	0.34615385
SA118	18	1	2.6	3.1	49.2	0.83870968
SA117B	17.5	1.8	3.1	9.8	92.8	0.31632653
SA117	17	1.3	2.3	4.9	58.8	0.46938776
SA116B	16.5	2.2	1.3	8.6	80	0.15116279
SA116	16	0.6	2.5	7.4	59.2	0.33783784
SA115B	15.5	0.9	5	8.6	88.8	0.58139535
	15.25	3.4	4.6	34	227.2	0.13529412
SA115	15	1.4	2.5	8	74.4	0.3125
SA114B	14.5	0.3	1.6	1.9	25.2	0.84210526
SA114	14	0.4	1.9	3.1	34	0.61290323
SA113B	13.5	1	1.4	1.8	34.4	0.77777778
SA113	13	0.8	2.7	4.3	51.6	0.62790698
	12.5	0.9	0.8	3.1	33.2	0.25806452
SA112	12	0.6	1.1	1.9	26	0.57894737
	11.5	1	0.3	4.9	38	0.06122449
SA111	11	0.6	2.6	1.2	35.2	2.16666667
SA110B	10.5	0.6	2.6	3.7	45.2	0.7027027
SA110	10	2	1.4	8	75.2	0.175

	9.5	1.3	1.3	9.3	68.4	0.13978495
SA109	9	0.6	1	3.1	30	0.32258065
	8.5	0.7	2.2	3.7	43.6	0.59459459
SA108	8	0.8	1.2	2.5	32.4	0.48
	7.5	0.8	1.7	3.7	41.2	0.45945946
SA107	7	1.5	4.6	6.1	85.2	0.75409836
	6.5	0.6	3.1	4.9	54	0.63265306
	6.45	2.3	4.1	5.4	91.2	0.75925926
SA106	6	1.3	4.4	6.1	80.4	0.72131148
SA105B	5.5	1.2	9.4	2.9	106	3.24137931
SA105	5	1.2	4.1	3	64	1.36666667
	4.5	1.5	5.4	7.9	98.8	0.6835443
SA104	4	0.5	3.8	1.8	45.6	2.11111111
	3.5	0.4	3.7	3.7	50.8	1
SA103	3	0.3	4.3	3.1	51.6	1.38709677
SA102B	2.5	0.4	4	1.8	45.6	2.22222222
SA102	2	0.5	2.5	1.8	35.2	1.38888889
	1.75	1.7	0.9	7.4	64	0.12162162
	1.5	0.8	4.3	3	59.2	1.43333333
SA101	1	0.7	2.6	3.1	44.4	0.83870968
	0.5	1	2.1	3.1	45.2	0.67741935
SA100	0	0.6	2.9	1.2	37.6	2.41666667

Difracción de Rayos X

Muestra	Metro	Calcita [%]	Cuarzo [%]	Plagioclasa [%]
SA129	29	29	45	6
SA128	28	26	26	6
SA127	27	39	44	7
SA126	26	56	23	7
SA125	25	45	36	6
SA124	24	42	38	8
SA123	23	52	35	5
SA122	22	50	35	7
SA121	21	60	35	5
SA120	20	56	35	9
SA119	19	67	28	5
SA118B	18.5	59	35	6
SA118	18	47	47	6
SA117B	17.5	51	37	7
SA117	17	52	42	6
SA116B	16.5	47	48	5
SA116	16	66	28	6
SA115B	15.5	54	40	6
SA115	15	53	41	6
SA114B	14.5	77	16	7
SA114	14	64	30	6
SA113B	13.5	75	24	1
SA113	13	73	19	8
SA-112	12	52	46	2
SA111	11	82	13	5
SA110B	10.5	77	17	6
SA110	10	60	29	0
SA109	9	79	21	0
SA108	8	83	11	6
SA107	7	78	20	2
SA106	6	81	18	1
SA105B	5.5	68	9	5
SA105	5	45	55	0
SA104	4	86	12	2
SA103	3	82	15	3
SA102B	2.5	52	43	3
SA102	2	76	22	2
SA101	1	66	29	5

SA100 0 44 53 3

Difracción de Rayos X

Muestra	Metro	Filosilicatos [%]	Hematita [%]	ID
SA129	29	20	0	2.44827586
SA128	28	42	0	2.84615385
SA127	27	10	0	1.56410256
SA126	26	14	0	0.78571429
SA125	25	13	0	1.22222222
SA124	24	12	0	1.38095238
SA123	23	8	0	0.92307692
SA122	22	8	0	1
SA121	21	0	0	0.66666667
SA120	20	0	0	0.78571429
SA119	19	0	0	0.49253731
SA118B	18.5	0	0	0.69491525
SA118	18	0	0	1.12765957
SA117B	17.5	5	0	0.96078431
SA117	17	0	0	0.92307692
SA116B	16.5	0	0	1.12765957
SA116	16	0	0	0.51515152
SA115B	15.5	0	0	0.85185185
SA115	15	0	0	0.88679245
SA114B	14.5	0	0	0.2987013
SA114	14	0	0	0.5625
SA113B	13.5	0	0	0.33333333
SA113	13	0	0	0.36986301
SA-112	12	0	0	0.92307692
SA111	11	0	0	0.2195122
SA110B	10.5	0	0	0.2987013
SA110	10	11	0	0.66666667
SA109	9	0	0	0.26582278
SA108	8	0	0	0.20481928
SA107	7	0	0	0.28205128
SA106	6	0	0	0.2345679
SA105B	5.5	18	0	0.47058824
SA105	5	0	0	1.22222222
SA104	4	0	0	0.1627907
SA103	3	0	0	0.2195122
SA102B	2.5	0	2	0.92307692

SA102	2	0	0	0.31578947
SA101	1	0	0	0.51515152
SA100	0	0	0	1.27272727

Pirólisis Rock Eval

Muestra	Metro	TOC [%]	IH[mg HC/g TOC]	IO[mg CO2/g TOC]	T _{max} [°C]
SA129	29	0.4			
SA128	28	0.3	64	246	444
SA127	27	0.2			
SA126	26	0.7			
SA125	25	0.4			
SA124	24	0.3	196	1000	520
SA123	23	0.5			
SA122	22	1.2			
SA121	21	0.4	141	516	461
SA120	20	0.3			
SA119	19	0.9			
SA118B	18.5	0.2			
SA118	18	0.2	259	205	446
SA117B	17.5	1.5			
SA117	17	0.6	65	254	439
SA116B	16.5	0.2			
SA116	16	0.5	96	167	444
SA115B	15.5	1.1			
SA115	15	0.4			
SA114B	14.5	0.3			
SA114	14	0.4	26	138	435
SA113B	13.5	0.6			
SA113	13	0.7			
SA112	12	1.2	22	180	478
SA111	11	0.4			
SA110B	10.5	0.4			
SA110	10	0.6	17	224	478
SA109	9	0.3			
SA108	8	0.9	108	94	437
SA107	7	2.5	48	19	477
SA106	6	0.9	48	116	442
SA105B	5.5	6.5			
SA105	5	0.7			
SA104	4	1.7	66	756	479
SA103	3	2.8			
SA102B	2.5	3.3	83	254	414

SA102	2	4.3	33	306	439
SA101	1	2.3	161	230	372
SA100	0	1.2			

Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente

Muestra	Metro	K [%]	Al [%]	Zr [ppm]
SA129	29	0.36	2.06	41
SA128	28	0.23	2.22	25
SA127	27	0.12	1.63	12
SA125	25	0.43	1.5	27
SA124	24	1.15	3.39	64
SA122	22	0.18	1.12	8
SA121	21	0.05	1.03	9
SA120	20	0.04	0.83	13
SA119	19	0.17	1.33	19
SA118	18	0.28	1.09	5
SA117B	17.5	0.2	1.52	22
SA117	17	0.14	1.39	34
SA116B	16.5	0.33	1.49	9
SA116	16	0.06	1.19	3
SA115	15	0.05	0.56	1
SA114	14	0.05	0.91	11
SA113	13	0.14	1.59	22
SA112	12	0.1	1.07	6
SA111	11	0.2	0.79	8
SA110	10	0.16	1.19	13
SA109	9	0.05	0.55	9
SA108	8	0.1	1.08	1
SA107	7	0.16	1.52	17
SA106	6	0.08	0.62	18
SA105	5	0.1	0.47	8
SA104	4	0.07	0.47	3
SA103	3	0.07	0.79	9
SA102B	2.5	0.06	0.68	13
SA102	2	0.09	0.69	8
SA101	1	0.06	0.48	7

Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente

Muestra	Metro	U [ppm]	V [ppm]	Mn [ppm]	Mo [ppm]
SA129	29	0.6	28	592	0.16
SA128	28	0.6	18	618	0.13
SA127	27	0.3	12	529	0.13
SA125	25	0.7	15	563	1.96
SA124	24	2.2	31	312	0.15
SA122	22	0.8	11	466	0.08

SA121	21	0.8	14	477	0.14
SA120	20	0.5	11	459	0.06
SA119	19	0.8	12	495	0.19
SA118	18	0.4	10	398	0.08
SA117B	17.5	0.6	21	478	0.13
SA117	17	0.8	13	526	0.11
SA116B	16.5	2	25	299	0.22
SA116	16	1.3	20	302	0.46
SA115	15	1.2	7	349	0.1
SA114	14	0.6	10	514	0.35
SA113	13	0.7	20	196	0.25
SA112	12	0.5	9	373	0.15
SA111	11	3.3	60	260	1.37
SA110	10	1	12	374	0.29
SA109	9	0.5	6	420	0.06
SA108	8	0.6	19	293	0.09
SA107	7	3.2	90	150	0.74
SA106	6	1.7	34	267	0.14
SA105	5	2.6	42	475	1.11
SA104	4	1.1	19	292	0.49
SA103	3	1	7	401	0.32
SA102B	2.5	1	9	426	0.74
SA102	2	0.7	15	311	0.22
SA101	1	1.7	8	522	0.66

Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente

Muestra	Metro	Fe [%]	Mg [%]	Na [%]	Ca [%]
SA129	29	1.04	0.54	0.71	13.5
SA128	28	1.96	1.04	0.68	16.2
SA127	27	1.01	0.65	0.65	17.4
SA125	25	0.8	0.43	0.33	18
SA124	24	1.37	0.64	0.63	12.9
SA122	22	0.58	0.3	0.36	17.7
SA121	21	0.59	0.3	0.54	21.5
SA120	20	0.46	0.23	0.45	23
SA119	19	0.74	0.4	0.59	24.1
SA118	18	0.52	0.27	0.4	18.1
SA117B	17.5	0.62	0.34	0.7	20.2
SA117	17	0.5	0.25	0.83	28
SA116B	16.5	0.38	0.2	0.68	18.6
SA116	16	0.55	0.15	0.68	19.5
SA115	15	0.44	0.22	0.24	21.6

SA114	14	0.5	0.25	0.51	24.8
SA113	13	1.13	0.31	0.89	23.3
SA112	12	0.67	0.32	0.42	27.5
SA111	11	0.49	0.28	0.15	27.1
SA110	10	1.13	0.67	0.23	26.8
SA109	9	0.31	0.14	0.21	28.4
SA108	8	0.15	0.11	0.62	26.7
SA107	7	0.85	0.4	0.72	25
SA106	6	0.39	0.15	0.28	31.1
SA105	5	0.33	0.17	0.03	29.8
SA104	4	0.37	0.14	0.13	30.4
SA103	3	0.34	0.25	0.38	29.5
SA102B	2.5	0.45	0.21	0.31	26.9
SA102	2	0.24	0.15	0.29	28.2
SA101	1	0.39	0.11	0.14	25.7

Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente

Muestra	Metro	P [%]	Ni [ppm]
SA129	29	0.024	5.3
SA128	28	0.025	14.7
SA127	27	0.024	10.1
SA125	25	0.021	5.8
SA124	24	0.036	8.8
SA122	22	0.026	2.4
SA121	21	0.019	2.8
SA120	20	0.022	1.9
SA119	19	0.02	2.9
SA118	18	0.017	1.4
SA117B	17.5	0.038	3.5
SA117	17	0.027	2.1
SA116B	16.5	0.037	2.2
SA116	16	0.031	9.6
SA115	15	0.015	1
SA114	14	0.024	1.1
SA113	13	0.032	36
SA112	12	0.03	3
SA111	11	0.029	20.6
SA110	10	0.017	14.1
SA109	9	0.017	1.3
SA108	8	0.029	0.5
SA107	7	0.054	24.3
SA106	6	0.043	22.9

SA105	5	0.015	14.2
SA104	4	0.041	65.7
SA103	3	0.018	3.6
SA102B	2.5	0.018	71.4
SA102	2	0.026	1.7
SA101	1	0.021	39.5

Espectrometría de Masas de Relaciones Isotópicas

(Isótopos estables de azufre $\delta^{34}\text{S}$)

Muestra	Metros	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ [‰ VCDT]
SA129	29	
SA128	28	
SA127	27	
SA125	25	
SA124	24	
SA122	22	
SA121	21	
SA120	20	
SA119	19	
SA118	18	
SA117B	17.5	
SA117	17	
SA116B	16.5	
SA116	16	
SA115	15	
SA114	14	
SA113	13	
SA112	12	
SA111	11	
SA110	10	
SA109	9	
SAPy3	8	-7.2
SA107	7	
SA106	6	
SAPy2	5.5	-40.3
SA105	5	
SA104	4	
SA103	3	
SA102B	2.5	
SA102	2	
SAPy1	1.5	-33.5
SA101	1	