



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2 en la cuenca de Sabinas, noreste de México

TESIS

Que para optar por el grado de Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Julian L. Mesa-Rojas

COMITÉ TUTOR

Dr. Fernando Nuñez-Useche (Director), Instituto de Geología-UNAM
Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales, Facultad de Ingeniería-UNAM
Dr. Juan Francisco Sanchez Beristain, Facultad de Ciencias-UNAM

JURADO EXAMINADOR

Dr. Fernando Nuñez-Useche, Instituto de Geología-UNAM
Dra. Berlaine Ortega Flores, Centro de Geociencias-UNAM
Dr. Juan Francisco Sanchez Beristain, Facultad de Ciencias-UNAM
Dr. Miguel Angel Torres Martínez, Instituto de Geología-UNAM
Dr. Juan Josue Enciso, Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas-UAdeC

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, enero de 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.

“Declaro conocer el código de ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la legislación universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

Atentamente,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Julian L. Mesa Rojas', is written over a horizontal line.

Julian L. Mesa Rojas
Ciudad de México, 2022

Julian Leonardo Mesa Rojas., “Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2 en la cuenca de Sabinas, noreste de México”. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

DEDICATORIA

La vida nos cambió a todos, nos detuvo sin más que decir, hemos estado viviendo aislados, a veces a marchas forzadas. Por esto dedico este trabajo a esas personas que siempre están a mi lado aun en la distancia, acompañándome, y compartiendo su vida.

A el soporte que alivia mis cargas, los que avivan mi esperanza, y fortalecen mis ganas de seguir creciendo, mis papás, Olivia y Leonel, y mis hermanos, Julie y Alejo.

A la que siempre calma mis tormentas, la voz que reconforta, y la risa que acompaña en la distancia, mi abuelita Carmen.

A esa sonrisa tímida, a esos ojos sinceros, mis Buenos Días, el que camina junto a mí,
Mario.

Siempre esperando una nueva aventura para nunca dejar de aprender.

La realización de este trabajo de grado fue posible gracias al apoyo de:



Por la oportunidad de ingresar y formarme en el programa de Maestría en Ciencias de la Tierra.



Por la otorgación de la beca para estudios nacionales 2020-000013-01NACF-07710.



Por brindar el soporte logístico en el desarrollo del proyecto.



Por permitir utilizar sus facilidades para la realización de los análisis de Difracción de Rayos X, y en particular a la Dra. Teresa Pi.



Por permitir utilizar sus facilidades para el desarrollo del proyecto, así el análisis de muestras, particularmente el Centro de Investigación en Geociencias aplicadas, y al Dr. Juan Josué Enciso.



Por 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 (fondo sectorial de investigación para la educación).



Por otorgar el 2020 Graduate Research Student Grant.

Unil

UNIL | Université de Lausanne

En particular al Instituto de Ciencias de la Tierra (ISTE) y al Dr.Thierry Adate por la financiación de los análisis isotópicos.



Por facilitar el acceso al laboratorio de cuencas sedimentarias.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco de forma sincera y profunda el apoyo y todas las enseñanzas dadas por mi tutor, Fernando Núñez-Useche. Su paciencia y ganas de enseñar siempre estuvieron por encima de cualquier situación.

Agradezco el apoyo económico otorgado para mi manutención y el desarrollo de este proyecto, en especial a CONACyT. También agradezco todo el apoyo brindado por el Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Los datos en este trabajo fueron posibles a la valiosa ayuda de la Dra. Teresa Pi, el Dr. Thierry Adatte, y el Dr. Juan Josue Enciso.

Agradezco los acertados comentarios hechos al presente manuscrito por: Claudia Mendoza, Berlaine Ortega, Fernando Núñez-Useche, Juan Francisco Sanchez Beristain, Miguel Angel Torres Martínez, y Juan Josue Enciso, sin duda sus observaciones ayudaron a mejorar la calidad de este trabajo.

Gracias a cada una de las personas que me han hecho crecer, que me han enseñado y me ayudado a llegar a ser la persona que hoy soy.

CONTENIDO

ÍNDICE DE FIGURAS	XII
ÍNDICE DE TABLAS	XV
RESUMEN	XVI
ABSTRACT	XVII
CAPÍTULO I	1
1.1 INTRODUCCIÓN	2
1.2 OBJETIVOS	4
Objetivo General.....	4
Objetivos Específicos	4
1.3 HIPÓTESIS	5
1.4 JUSTIFICACIÓN	5
1.5 ESTRUCTURA DEL TRABAJO	7
CAPÍTULO II	9
2.1 EVENTOS ANÓXICOS OCEÁNICOS	10
2.2 EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL LAPSO CENOMANIANO TARDÍO-TURONIANO	14
2.2.1 Evento Anóxico Oceánico	14
2.2.2 Evento del Turoniano tardío–Coniaciano	16
2.3 DESARROLLO DEL OAE 2 Y EL EVENTO DEL TURONIANO TARDÍO EN EL MAR INTERIOR OCCIDENTAL Y EL MAR INTERIOR MEXICANO	17
CAPÍTULO III	20
3 MARCO GEOLÓGICO	21
3.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE SABINAS	21

3.1.1	Estadio de rift (Triásico Superior–Calloviano).....	21
3.1.2	Apertura del Golfo de México y subsidencia termal (Oxfordiano–Cenomaniano).....	23
3.1.3	Orogenia Laramide (Turoniano–Paleógeno)	24
3.2	ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA	26
3.2.1	Estadio de rift (Triásico Superior–Calloviano).....	26
3.2.2	Apertura del Golfo de México y subsidencia termal (Oxfordiano–Cenomaniano)...	26
3.2.3	Orogenia Laramide (Turoniano–Paleógeno).....	28
 CAPÍTULO IV		29
4	MATERIALES Y METODOLOGÍA	30
4.1	UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DEL NÚCLEO IRME-2	30
4.2	METODOLOGÍA	32
4.2.1	Características del núcleo y colecta de muestras	32
4.2.2	Aplicación de técnicas de laboratorio	34
4.2.2.1	Análisis de microfacies y determinaciones micropaleontológicas.....	34
4.2.2.2	Difracción de rayos X.....	36
4.2.2.3	Pirólisis Rock Eval.....	37
4.2.2.4	Espectroscopía de masas con plasma acoplado inductivamente.....	40
4.2.2.5	Espectrometría de masas de relaciones isotópicas.....	42
4.2.3	Integración y análisis de resultados	43
4.2.3.1	Integración y comparación de datos.....	43
4.2.3.2	Evaluación de potencial como roca generadora.....	44
 CAPÍTULO V		45
5	RESULTADOS	46
5.1	CARACTERIZACIÓN DEL NÚCLEO	46
5.1.1	Caliza Buda.....	46
5.1.2	Formación Eagle Ford	47

5.1.2.1 Miembro Inferior	47
5.1.2.2 Miembro Superior	48
5.2 MICROFACIES TIPO	49
5.2.1 MF-1 Packstone/wackestone de calciesferas y roveacrínidos.....	50
5.2.2 MF-2 Wackestone de foraminíferos plantónicos.....	51
5.2.3 MF-3 Packstone/wackestone de foraminíferos planctónicos y fragmentos de inocerámidos	52
5.2.4 MF-4 Packstone de foraminíferos plantónicos y foraminíferos bentónicos	53
5.3 DETERMINACIONES MICROPALÉONTOLOGICAS	54
5.4 COMPOSICIÓN MINERAL	56
5.5 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE CARBONO EN MATERIA ORGÁNICA.....	57
5.6 CONTENIDO, TIPO Y GRADO DE MADURACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA.....	58
5.7 ABUNDANCIA DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA	59
CAPÍTULO VI	65
6 DISCUSIÓN	66
6.1 EDAD DE LA SUCESIÓN ESTUDIADA	66
6.2 SITIO DE DEPÓSITO	67
6.3 IDENTIFICACIÓN DE LOS EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL CENOMANIANO TARDÍO–TURONIANO.....	71
6.4 CONDICIONES PALEOAMBIENTALES	73
6.4.1 Clima y grado de meteorización	73
6.4.2 Condiciones redox y productividad marina	77
6.5 MODELO EVOLUTIVO DE CONDICIONES PALEOAMBIENTALES	80
6.5.1 Pre-OAE 2 (320–260.95 m, parte inferior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford).....	80
6.5.2 OAE 2 (260.95–234.3 m, parte superior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford)	80

6.6 CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA Y POTENCIAL COMO ROCA GENERADORA DE LA FORMACIÓN EAGLE FORD.....	81
CONCLUSIONES	85
REFERENCIAS	90
ANEXOS	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Principales cambios en diferentes geoesferas durante el Cretácico y ocurrencia de los OAE's (tomado de Núñez–Useche, 2016).....	12
Figura 2.2. Mapa paleogeográfico del Cenomaniano tardío mostrando diferentes localidades en las que se han documentado las condiciones redox durante el desarrollo del OAE 2. Modificado de Eldrett et al. (2014).....	16
Figura 3.1. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Jurásico Medio, apertura de las principales cuencas provocada por régimen extensional (modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).....	22
Figura 3.2. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Cretácico Temprano, inundación de las principales cuencas y establecimiento de plataformas carbonatadas (modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).....	24
Figura 3.3. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Turnoniano–Campaniano. Inversión tectónica y levantamiento flexural (modificado de Juárez-Arriaga et al., 2019).....	25
Figura 3.4. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de Sabinas. (tomada de Eguiluz de Antuñano, 2001).....	27
Figura 4.1. Ubicación del núcleo IRME-2 en: A-Imagen de Google Earth, B-Reconstrucción paleogeográfica del NE de México-SE de Estados Unidos durante el Cretácico Tardío (modificada de Donovan et al., 2012).....	30
Figura 4.2. Columna estratigráfica generalizada del pozo IRME-2 (modificada de Delgado, 2017) (derecha) y del intervalo estudiado en este trabajo (izquierda).....	31
Figura 4.3. Fotografías generales de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford recuperadas del pozo IRME-2 y estudiadas en el presente trabajo. A-Caliza de la Caliza Buda, B-Intercalación de caliza carbonosa y lutita calcárea de la Formación Eagle Ford.....	32
Figura 4.4. Etapas en las que se dividió la metodología aplicada en el presente trabajo y técnicas de investigación empleadas en cada una de ellas. También se muestran los resultados obtenidos de cada técnica.....	33
Figura 4.5. Fotografías que evidencian la organización de las cajas contenedoras del núcleo IRME-2 y el proceso de descripción realizado.....	34
Figura 4.6. A-Microscopio petrográfico Carl Zeiss modelo Primotech, B-Ejemplo de imagen digital producida por la cámara Axios acoplada al microscopio.....	36
Figura 4.7. Difractómetro de rayos X EMPYREAN usado para determinar la composición mineral de las muestras estudiadas en este trabajo.....	37

Figura 4.8. Principales parámetros resultantes de la aplicación de la técnica de Pirólisis Rock Eval (modificado de McCarthy et al., 2011).....	38
Figura 4.9. Equipo Rock Eval modelo 6 turbo usado para caracterizar la materia orgánica de las muestras analizadas en este trabajo.....	39
Figura 4.10. Espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex Elan 6100 utilizado para determinar la composición química de las muestras analizadas en este trabajo.....	41
Figura 4.11. Espectrómetro de masas de relaciones isotópicas ThermoFinnigan Delta V utilizado para determinar la composición isotópica de carbono de la materia orgánica de las muestras analizadas en este trabajo.....	43
Figura 5.1. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos de la Caliza Buda: A -Caliza intercalada con algunas capas de lutita, B -Lutita calcárea carbonosa, C -Galerías verticales y subhorizontales con patrón de coloración DOL (Dark on Light) dentro de la formación, D -Fósil traza <i>Zoophycos</i> y fragmentos de roveacrínidos, E -Nódulo de pirita, F -Fábrica nodular producida por enjambres de estilolitos, G -Fractura rellena de calcita. Lu: lutita, GV:galería vertical, Rov:Roveacrínido, Zoo: <i>Zoophycos</i> , Py: pirita, Es: estilolito, Fr: fractura rellena de calcita.....	47
Figura 5.2. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford: A-Intercalación de caliza y lutita, B-Laminación plano-paralela, note la alternancia de láminas claras y oscuras, C-Lutita carbonosa con láminas de pirita, D-Láminas de pirita, E-Horizonte de bentonita, F-Fractura rellena de calcita. LOC: laminas claras y oscuras, Py: pirita, Ben: bentonita, Fr: fractura rellena de calcita.....	48
Figura 5.3. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford: A-Intercalaciones de caliza y lutita, B-Lutita con lámina de pirita, C-Laminación con patrón de color claro oscuro, D-Laminación ondulada, E-Contacto erosivo, F-Conchas de inocerámidos, G-Capa de Bentonita. Ben: bentonita, Py: pirita, LCO: láminas claras y oscuras, LO: laminación ondulada, CE: contacto erosivo, In: inocerámido.....	49
Figura 5.4. Fotomicrografías de la microfacies MF-1 packstone/wackestone de calciesferas y roveacrínidos. A-Packstone de calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos y restos de roveacrínidos y raros foraminíferos bentónicos, B-Packstone de abundantes calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos, escasos roveacrínido, C-Packstone de abundantes calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos y raros restos de roveacrínidos, D-Packstone de abundantes calciesferas, comunes restos de roveacrínidos, escasos foraminíferos planctónicos y raros radiolarios y restos de peces. FP: foraminífero planctónico, Rc: roveacrínido, Cl: calciesfera, Es: estilolito, FB: foraminífero bentónico.....	50
Figura 5.5. Fotomicrografías de la microfacies MF-2 wackestone de foraminíferos planctónicos. A-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos, muy comunes calciesferas y raros inocerámidos, B-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos	

y comunes inocerámidos, C-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos y comunes inocerámidos, D-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos y comunes inocerámidos. FP: foraminífero planctónico, In: inocerámido.....51

Figura 5.6. Fotomicrografías de la microfacies MF-3 packstone/wackestone de foraminíferos planctónicos y fragmentos de inocerámidos. A-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes calciesferas y raros inocerámidos, B-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos y escasos inocerámidos, C-Packstone de abundantes inocerámidos y muy comunes foraminíferos planctónicos, D-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, muy comunes inocerámidos y escasos radiolarios. FP: foraminífero planctónico, In: inocerámido.....52

Figura 5.7. Fotomicrografías de la microfacies MF-4, Packstone de foraminíferos plantónicos y bentónicos. A-Packstone de muy comunes foraminíferos planctónicos, comunes fragmentos de equinodermos, raros foraminíferos bentónicos y escasos inocerámidos, B-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes radiolarios y escasos inocerámidos, C-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes radiolarios y escasos intraclastos de abundantes foraminíferos planctónicos y escasos inocerámidos, D-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes radiolarios y escasos intraclastos de abundantes foraminíferos planctónicos y escasos inocerámidos. FB: foraminífero bentónico, FP: foraminífero planctónico, RD: radiolario.....53

Figura 5.8. Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado del núcleo IRME-2. Se muestra también la variación vertical del índice de bioturbación y las microfacies, así como la distribución de la edad, las biozonas de foraminíferos planctónicos y fotomicrografías de las principales ocurrencias de éstos.....54

Figura 5.9. Variación de TOC, abundancia de minerales e índice detrítico en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.....57

Figura 5.10. Evolución de los valores de $\delta^{13}C$, TOC, Índice de Hidrógeno (HI), Índice de Oxígeno (OI) y Tmax en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.....59

Figura 5.11. Variación de la abundancia de los elementos mayores y el CIA en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.....60

Figura 5.12. Variaciones de la concentración de elementos traza y sus respectivos factores de enriquecimiento en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.....62

Figura 6.1. Correlación cronoestratigráfica de la parte superior de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford entre distintas localidades de Texas y el núcleo IRME-2 en el norte de México.....67

Figura 6.2. A-Ambiente de depósito para las microfacies de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2, B-Condiciones cálidas y/o húmedas que favorecieron el aporte de material detrítico a la cuenca y el depósito de lutita, C-Condiciones áridas y/o frías que permitieron la disminución del aporte detrítico y el depósito de caliza en la cuenca.....70

Figura 6.1. Correlación de los eventos de cambio global acelerado identificados en el núcleo IRME-2 con otros registros alrededor del mundo.....	72
Figura 6.4. Evolución vertical de distintos indicadores sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos a lo largo del intervalo estudiados del núcleo IRME-2. Se muestra la posición del OAE 2 y del LTCE.....	75
Figura 6.5. Modelo evolutivo generalizado para el depósito de las rocas del intervalo estudiado del núcleo IRME-2. A-Condiciones eutróficas y anóxicas predominantes antes del desarrollo del OAE 2, B-Condiciones oligotróficas y oxigenada predominantes durante el desarrollo del OAE 2.....	81
Figura 6.6. Diagrama HI vs Tmax de la materia orgánica preservada en las rocas de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2.....	83
Figura 6.7. A-Diagrama de HI vs OI de la materia orgánica de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2, B-Correlación entre el Índice de Hidrogeno y el contenido Total de Carbono Orgánico (TOC) en las rocas de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2....	84

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6.1. Características principales e interpretación ambiental de cada una de las microfacies descritas para el núcleo IRME-2.....	67
---	----

RESUMEN

El Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2) del Cenomaniano–Turoniano y el Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE) son episodios de cambio acelerado global que produjeron dramáticos cambios, principalmente en la temperatura y el ciclo del carbono. En el núcleo IRME-2 (cuenca de Sabinas, noreste de México) se recuperó el registro completo de la Formación Eagle Ford en la cual está registrada la transición entre el Cenomaniano y Turoniano, abarcando desde la biozona de *Rotalipora cushmani* hasta la biozona de *Dicarinella concavata*. Esta formación está constituida principalmente por capas de caliza laminada de color negro a gris oscuro intercaladas con capas de lutita y bentonita. Para comprender mejor el régimen redox durante el desarrollo del OAE 2 y el LTCE en la cuenca de Sabinas, se realizaron análisis sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos. La sucesión sedimentaria depositada durante el OAE 2, en el núcleo IRME-2, se caracteriza por un alto índice de bioturbación, bajo Contenido de Carbono Orgánico Total (TOC) y pobre distribución de los metales traza redox sensibles e indicadores de productividad. Lo que se asocia con un régimen de condiciones redox oxigenadas y condiciones oligotróficas en la columna de agua. Sin embargo, existen lapsos intermitentes en los que se desarrolló un régimen anóxico, lo que permitió el enriquecimiento en TOC y metales traza redox sensibles e indicadores de productividad. Por otro lado, el intervalo asociado a la parte inferior del LTCE, en el núcleo IRME-2, se caracteriza por un alto contenido de TOC y altas concentraciones de elementos traza redox sensibles e indicadores de productividad. En conclusión, en la cuenca de Sabinas durante el OAE 2 ocurrió un cambio similar al reportado para el Mar Interior Occidental (WIS), donde condiciones oxigenadas prevalecieron. Mientras que el LTCE es caracterizado por sedimentos depositados en un fondo marino con condiciones empobrecidas en oxígeno y una columna de agua rica en nutrientes.

ABSTRACT

The Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) and the Late Turonian–Coniacian Event (LTCE) are episodes of accelerated global change that produced dramatic changes mainly in the temperature and the carbon cycle. The IRME-2 core (Sabinas Basin, northeast Mexico) recovered a complete record of the Eagle Ford Formation that contains the Cenomanian–Turonian boundary transition, within *Rotalipora cushmani* to *Dicarinella concavata* biozones. This formation is mainly constituted by black to dark-gray laminated limestones with interbedded layers of shales and bentonite. In order to better understand the timing and nature of redox conditions during the OAE 2 and LTCE intervals, sedimentological, petrographic and geochemical analyses were performed. The sedimentary succession deposited during the OAE 2, at IRME-2 core, is characterized by high bioturbation index, low Total Organic Carbon (TOC), and poor distribution of redox-sensitive trace metals and productivity-sensitive elements. This is associated with an oxygenated regime and oligotrophic conditions in the water column. However, there are intermittent lapses in which an anoxic oceanic bottom was developed, allowing enrichment in TOC and redox sensitive trace metals and productivity indicators. On the other hand, the LTCE interval is characterized by high TOC, and high concentrations of redox-sensitive trace metals and productivity-sensitive elements. In Sabinas Basin, during OAE 2 development occurred a change similar to that reported in Western Interior Seaway (WIS), where a regime of oxygenated conditions prevailed. While the LTCE is characterized by sediments deposited on an oxygen-depleted sea floor and a water column rich in nutrients.



INTRODUCCIÓN
CAPÍTULO I

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2
en la cuenca de Sabinas, noreste de México

1.1 INTRODUCCIÓN

Durante el Cretácico, aumentos intermitentes en la concentración de CO₂ atmosférico de origen volcánico resultaron en el desarrollo de eventos de cambio global acelerado que modificaron drásticamente el sistema litósfera-océano-atmósfera (Weissert y Erba, 2004; Föllmi et al., 2006; Méhay et al., 2009; Föllmi, 2012; Erba et al., 2015). Durante estos eventos, condiciones anóxicas generalizadas en la masa de agua de fondo e intermedia de varias cuencas oceánicas y condiciones eutróficas y de alta productividad conllevaron al depósito de sedimentos ricos en materia orgánica (Kędzierski et al., 2012; Nuñez-Useche et al., 2016; Charbonnier et al., 2018). Dos de los episodios más intensos durante este periodo corresponden al Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2, Cenomaniano–Turoniano) (Schlanger y Jenkyns, 1976, Snow et al., 2005; Föllmi, 2012; Eldrett et al., 2014, 2017; Nuñez-Useche et al., 2020; Enciso-Cárdenas et al., 2021) y al Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE) (Jarvis, 2006; Joo and Sageman, 2014; Eldrett et al., 2015; Jones et al., 2018).

El OAE 2 está delimitado por una excursión isotópica positiva de carbono (Keller et al., 2004; Mort et al., 2008; Elrick et al., 2009; El-Sabbagh et al., 2011), y su registro estratigráfico se asocia mayoritariamente a sedimentos depositados bajo condiciones anóxicas–euxínicas con un alto contenido de materia orgánica (Turgeon y Creaser, 2008; Yilmaz et al., 2010; Owens et al., 2012; Ostrander et al., 2017). Sin embargo, recientes estudios han demostrado la ocurrencia de lapsos cortos durante los que mejoraron las condiciones de oxigenación (Westermann et al., 2010; Bomou et al., 2013; Eldrett et al., 2014). Por ejemplo, entre los picos isotópicos A y B en la base de la excursión que define al OAE 2 se ha reconocido el denominado Plenus Cold Event, el cual corresponde a una fase fría y condiciones oligotróficas (Eldrett et al., 2014; Heimhofer et al., 2018; O’connor et al., 2019). Por otro lado, el LTCE representa la sucesión de eventos isotópicos que definen la excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}$ de largo plazo a finales del Turoniano. Este es definido por un estadio inicial y final de condiciones frías y oligotróficas, asociadas a una disminución en la temperatura en el hemisferio norte, y a un estadio intermedio (evento Hitchwood) de condiciones cálidas y húmedas que favorecieron el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica (Voigt y Wiese, 2000; Jarvis et al., 2015; Colin-Rodríguez et al., en preparación).

En Texas (porción sur del Mar Interior Occidental) el registro del OAE 2 y del LTCE aparece dentro de la Formación Eagle Ford (Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014, 2015, 2017; Lowery et al., 2014; Minisini et al., 2018). En general, las condiciones climáticas y oceanográficas que ocurrieron en dicha zona durante el desarrollo de estos eventos están bien entendidas. Mientras condiciones anóxicas-eutróficas asociadas al estancamiento de la masa de agua ocurrieron antes del OAE 2, promoviendo la acumulación de materia orgánica en los sedimentos, un régimen óxico-oligotrófico se desarrolló durante el OAE 2, generado por la incursión de una masa de agua boreal en la cuenca (Eldrett et al., 2014). Por otro lado, en esta zona, durante el LTCE se han identificado los eventos Bridgewick, Hitchwood y Navigation. El evento Hitchwood coincide con incrementos en el contenido de TOC y en la concentración de elementos redox sensibles, asociado con el desarrollo de condiciones anóxicas de manera episódica en el fondo marino (Eldrett et al., 2015). La Formación Eagle Ford en Texas, por la riqueza en materia orgánica de algunos de sus intervalos y el grado de maduración, es considerada como una importante roca generadora de hidrocarburos y como un *play* no convencional de lutitas (Edman y Pitman, 2010; Donovan et al., 2012, 2016; Clarke et al., 2016; Fairbanks et al., 2016; French et al., 2019).

En México, la cuenca de Sabinas representa la prolongación hacia el sur del Mar Interior Occidental. En esta cuenca, los depósitos del Cenomaniano–Turoniano también están representados por la Formación Eagle Ford (Eguiluz de Antuñano, 2001; Enciso-Cárdenas et al., 2021). No obstante, en esta unidad aún no se han documentado los niveles equivalentes al OAE 2 y al LTCE, y mucho menos aún las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar durante su desarrollo. Se considera que la Formación Eagle Ford contiene cantidades significativas de hidrocarburos que son técnicamente recuperables (Energy Information Administration, 2015), sin embargo, aún son necesarios más estudios que permitan comprender mejor su potencial.

Recientemente, el Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas de la Universidad Autónoma de Coahuila recuperó un núcleo (IRME-2) en la zona este de la cuenca de Sabinas, el cual comprende la parte superior de la Caliza Buda y el registro completo de la Formación Eagle Ford. Estudios previos en dicho núcleo parecen evidenciar condiciones empobrecidas en oxígeno durante el depósito de la parte inferior del Miembro Inferior de la Formación

Eagle Ford, y oxigenadas durante la acumulación de la parte superior del mismo miembro; estas últimas posiblemente asociadas con la ocurrencia del OAE 2 (De la Rosa, 2018; Gonzalez-Negrete, 2019; Enciso-Cárdenas et al., 2021).

En el presente estudio se realizaron análisis sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos, en la parte superior de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford, en el núcleo IRME-2, con el propósito de registrar tanto el OEA 2 como el LTCE, y definir las condiciones climáticas, redox y de productividad marina durante su desarrollo. Al igual que en Texas, se espera que el desarrollo del OAE 2 este evidenciado por condiciones oxigenadas ligadas a la invasión de aguas boreales, y que la ocurrencia del LTCE haya sucedido bajo condiciones eutróficas y anóxicas. El registro isotópico obtenido y las condiciones paleoambientales interpretadas son comparadas con otras, tanto a nivel regional como global. Así mismo, el análisis del contenido, tipo y grado de madurez de la materia orgánica contenida en la Formación Eagle Ford se utilizó para determinar el potencial de generación de hidrocarburos de esta unidad.

1.2 OBJETIVOS

Objetivo General

Determinar las condiciones paleoambientales durante el depósito de la Formación Eagle Ford en la cuenca de Sabinas, particularmente durante el desarrollo del OAE 2 y del Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE), mediante estudios sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos del núcleo IRME-2.

Objetivos Específicos

- Comprender el papel que desempeñó el mar mexicano en la mezcla de masas entre Mar Interior Occidental, con influencia del agua boreal, y el proto-Atlántico.
- Caracterizar el potencial generador de hidrocarburos de la Formación Eagle Ford.

1.3 HIPÓTESIS

- Metodológica: El depósito de los sedimentos correspondientes a la Formación Eagle Ford en la cuenca de Sabinas estuvo controlado por diferentes factores ambientales tales como la oxigenación del medio, el aporte de nutrientes, las variaciones del nivel del mar, entre otros. Por lo tanto, el análisis sedimentológico, petrográfico y geoquímico de las rocas de esta formación permitirá determinar la evolución de las condiciones de depósito en la cuenca, y particularmente de las condiciones redox durante el desarrollo del OAE 2 y el LTCE.
- Científica: En la cuenca de Sabinas, los intervalos estratigráficos equivalentes al OAE 2 y al LTCE se encuentran dentro de la Formación Eagle Ford (Cenomaniano–Turoniano). La acumulación de sedimentos durante el OAE 2 tuvo lugar bajo condiciones oxigenadas, las cuales fueron producto de la invasión al Mar Interior Mexicano de aguas del Mar Interior Occidental con influencia boreal. Este evento oceanográfico desestabilizó las condiciones empobrecidas en oxígeno que favorecieron el enterramiento de materia orgánica antes del desarrollo de este evento anóxico.

1.4 JUSTIFICACIÓN

A pesar de décadas de investigación sobre el desarrollo del Evento Anóxico Oceánico 2, las causas y efectos de éste aún permanecen en debate ([Westermann et al., 2010](#); [Takashima, 2011](#); [Bomou et al., 2013](#); [Denne et al., 2014](#); [Eldrett et al., 2014](#); [Enciso-Cárdenas et al., 2021](#)). Los estudios sobre este evento, en su mayoría, han sido realizados en localidades de la región del paleo-Tetis, mientras que zonas como el Mar Interior Mexicano han sido poco investigadas ([Duque-Botero y Maurrasse, 2004](#); [Duque-Botero et al., 2009](#); [Núñez-Useche et al., 2016](#); [Colin-Rodríguez et al., en preparación](#)). El estudio de sucesiones sedimentarias en ubicaciones fuera del Tetis es, por tanto, clave para mejorar los modelos propuestos anteriormente, precisando la variabilidad geográfica y complejidad de las condiciones que se desarrollaron durante el OAE 2. Por otro lado, el estudio del desarrollo del Evento de Turoniano tardío–Coniaciano se encuentra en etapas muy tempranas, y la cantidad de secciones estudiadas es muy baja. Por esto, el estudio de nuevas localidades permitirá

entender mejor las condiciones desarrolladas durante este evento, así como determinar la variabilidad de estas en las diferentes cuencas.

Durante el Cretácico la actividad volcánica resultó en la liberación a la atmósfera de grandes concentraciones de CO₂ y otros gases de efecto invernadero. Por ejemplo, durante el emplazamiento de la Gran Provincia Ígnea de Ontong-Java durante el Barremiano tardío– Aptiano temprano, se liberaron casi 9600 Gt de CO₂ y 1.15×10^{12} g de CH₄. La concentración de CO₂ en la atmósfera se elevó hasta 1200-4800 ppm, lo que sumado a la presencia de otros gases desencadenó condiciones de efecto invernadero (Berner, 1994; Bergman et al., 2004; Kidder y Worsley, 2012; Wang et al., 2013). Las altas concentraciones de gases de efecto invernadero resultó en el incremento de la temperatura global (Skelton, 2003) y la ausencia de cubiertas de hielo (Chumakov et al., 1995; Beerling y Royer, 2002; Harland et al, 2007). El aumento de la temperatura global propició el desarrollo de un clima húmedo y vigoroso, la aceleración del ciclo hidrológico y el aumento de la tasa de intemperismo en las zonas continentales (Handoh y Lenton, 2003). La intensificación de la escorrentía hacia las cuencas y el incremento en el nivel del mar generó un mayor aporte de sedimentos y nutrientes, dando lugar a la fertilización de la masa de agua superficial, estimulando la productividad marina (Takashima et al, 2006; Meyer y Kump, 2008; Adams et al., 2010; Trabucho Alezandre et al., 2010; Nuñez-Useche et al., 2015; Reolid et al., 2015). La alta concentración de CO₂ en la atmósfera ocasionó el aumento de la tasa de absorción de este gas en los océanos disminuyendo su pH, es decir, la masa de agua marina se acidificó (Méhay et al., 2009; Kidder y Worsley, 2010; Hay y Floegel, 2012; Erba et al., 2015). En general, ocurrieron diferentes alteraciones asociadas al cambio global acelerado, como: extremas perturbaciones climáticas, alteración de los ciclos biogeoquímicos de varios elementos, variaciones de patrones evolutivos de flora y fauna marina y continental, y significativas modificaciones en los ambientes sedimentarios (Menegatti et al., 1998; Erba et al 2002; Leckie et al, 2002; Herrle et al., 2004; Föllmi, 2012). La concentración de CO₂ atmosférico y otros gases de efecto invernadero en el planeta ha incrementado en los últimos años debido a la actividad antrópica, principalmente resultado del actual patrón de producción y consumo; así, el aumento de las emisiones de CO₂, ha causado drásticos cambios climáticos y oceanográficos en el planeta. Debido a esto, la temperatura promedio de la superficie del planeta ha aumentado aproximadamente 1.18 °C desde finales del siglo XIX (Lenseen et al., 2019).

Dicho aumento amenaza el desarrollo económico y el acceso a recursos naturales básicos. De acuerdo con [Meehl et al. \(2007\)](#), para el año 2100 la concentración de CO₂ atmosférico alcanzará valores de 1200-4800 ppm. Los fenómenos climáticos y oceanográficos extremos serán cada vez más comunes y afectarán a zonas cada vez más extensas. De acuerdo con esto, la comprensión de los procesos de cambio global acelerado que se desarrollaron a mediados del Cretácico sirven como modelos análogos para entender mejor los potenciales efectos del actual calentamiento global, y de esta forma prever futuros posibles desequilibrios en cada una de las geosferas.

Por otro lado, durante el desarrollo de los OAE's se depositaron y preservaron grandes cantidades de materia orgánica. Importantes rocas generadoras de hidrocarburos se formaron de manera sincrónica en todo el mundo. En particular, en el sur de los Estados Unidos, en Texas, durante la ocurrencia del OAE 2 se depositó la Formación Eagle Ford, unidad considerada como una roca generadora y yacimiento de hidrocarburo no convencional. Actualmente, cerca de 23.000 pozos han sido perforados, produciendo más de 4.400 millones de pies cúbicos de gas y cerca de 800.000 barriles de crudo al día ([Texas Railroad Commission, 2015](#)). En el noreste de México, límite fronterizo con Texas, en la cuenca de Sabinas, esta unidad está ampliamente extendida, sin embargo, se desconoce sobre su verdadero potencial como roca generadora. El estudio de las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar durante del depósito de esta unidad y en particular durante el desarrollo del OAE 2 es clave para empezar a entender este aspecto.

1.5 ESTRUCTURA DEL TRABAJO

Esta tesis está estructurada en siete capítulos, los cuales son descritos brevemente a continuación:

Capítulo 1: contiene el protocolo de investigación, en el que se introdujo el problema a abordar y se establecieron los objetivos a alcanzar.

Capítulo 2: en éste se da una visión general de las características del Cretácico, el desarrollo de los OAE's, y se profundiza en la descripción del OAE 2 y el LTCE.

Capítulo 3: integra y resume la información disponible correspondiente a la evolución geológica de la cuenca de Sabinas, con especial énfasis a las condiciones que se desarrollaron durante el Cenomaniano–Turoniano.

Capítulo 4: en éste se describen los métodos y técnicas que se aplicaron para la obtención de datos analizados en esta investigación.

Capítulo 5: en éste se especifican los principales resultados de los diferentes análisis sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos.

Capítulo 6: en éste se integran todos los resultados para discutir la evolución de las condiciones climáticas y oceanográficas que tuvieron lugar en la cuenca de Sabinas durante el Cenomaniano–Turoniano, y se propone un modelo evolutivo. Así mismo, se discute la caracterización de la materia orgánica y el potencial de generación de hidrocarburos de la Formación Eagle Ford.



OAES
CAPÍTULO II

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2
en la cuenca de Sabinas, noreste de México

En este capítulo se describen las principales características de los eventos de cambio global acelerado que tuvieron lugar durante el Cenomaniano tardío–Turoniano. Primero se ofrece un panorama general de los Eventos Anóxicos Oceánicos (OAE's) del Cretácico, con énfasis en los mecanismos que los detonaron y sus impactos en las distintas geosferas. Posteriormente, se describen con mayor detalle los procesos asociados al OAE 2 del Cenomaniano–Turoniano y al Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE). También se describen los registros más importantes de estos eventos tanto en sucesiones sedimentarias del Mar Interior Occidental como del Mar Interior Mexicano.

2.1 EVENTOS ANÓXICOS OCEÁNICOS

El Cretácico fue un periodo de tiempo geológico comprendido entre 145 y 66 Ma (Cohen et al., 2020), durante el cual ocurrieron diversos y significativos cambios globales que modificaron drásticamente el sistema litósfera-océano-atmósfera (Weissert y Erba, 2004; Föllmi et al., 2006; Méhay et al., 2009; Föllmi, 2012; Erba et al., 2015) (Fig. 1.1). La causa principal de estos cambios fue el rompimiento de Pangea al final del Triásico–inicio del Jurásico, hecho que generó varias masas continentales cuya subsiguiente deriva se aceleró durante el lapso Aptiano–Turoniano (Padilla y Sánchez, 2007; Stern y Dickinson, 2010; Martini y Ortega–Gutiérrez, 2018). La apertura del océano Atlántico, a partir del Aptiano, ocasionó una enorme producción de corteza oceánica a lo largo de las dorsales, lo que a su vez se tradujo en un incremento en la actividad volcánica al interior y en los límites de placas (Larson, 1991; Dickinson, 2001; Pindell y Kennan, 2001; Bird et al., 2005; Martini y Ortega–Gutiérrez, 2018). Mientras el promedio de la tasa de producción de la corteza oceánica durante los últimos 70-80 Ma ha sido de $18\text{--}20 \times 10^6 \text{ Km}^3/\text{Ma}$, para el lapso 120–125 millones de años la tasa de producción de corteza llegó hasta $35 \times 10^6 \text{ Km}^3/\text{Ma}$, manteniéndose de esta forma por aproximadamente 40 millones de años (Skelton et al., 2003). Otro factor que contribuyó a la intensificación de la actividad volcánica fue el emplazamiento de Grandes Provincias Ígneas (Maher, 2001; Snow et al., 2005; Erba et al., 2015). Como resultado del fuerte incremento en la actividad volcánica se liberaron inmensas concentraciones de CO_2 al sistema océano–atmósfera, las cuales alcanzaron concentraciones atmosféricas de 1200-4800 ppm, impactando directamente al ciclo del carbono. Esto ocasionó condiciones de efecto invernadero que se vieron reflejadas en un débil gradiente

latitudinal, aumento en las temperaturas y ausencia de cubiertas de hielo en las zonas polares. (Bernier, 1994; Bergman et al., 2004; Kidder y Worsley, 2012; Wang et al., 2013).

En el convulso escenario paleoambiental del Cretácico surgieron los denominados “episodios de cambio global acelerado”, los cuales representan los lapsos con las condiciones más extremas en todas las geoesferas (Föllmi, 2012). Éstos dejaron una profunda marca en el registro sedimentario y geoquímico, a través de la cual pueden ser reconocidos. En particular, la alteración global del ciclo del carbono que tuvo lugar durante su desarrollo hace que estos episodios se asocien a fuertes cambios en las curvas isotópicas de carbono (Menegatti et al., 1998; Jarvis et al., 2006; Baudin et al., 2014; Eldrett et al., 2015; Erba et al., 2015; Pearce et al., 2019; Gambacorta et al., 2020).

Los episodios de cambio global acelerado que tuvieron lugar durante el Cretácico incluyen a los Eventos Anóxicos Oceánicos (OAEs), caracterizados por una duración usualmente menor a 1 millón de años (Schlager y Jenkins, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Arthur et al., 1987). Durante la ocurrencia de estos, condiciones anóxicas en la masa de agua de fondo e intermedia de varias cuencas oceánicas, así como el establecimiento de condiciones eutróficas y de alta productividad primaria en la superficie marina, conllevaron al depósito de sedimentos ricos en materia orgánica (Kędzierski et al., 2012; Meyers, 2012; Nuñez-Useche et al., 2016; 2020; Eldrett et al., 2017; Charbonnier et al., 2018; Socorro et al., 2019; Mansour et al., 2020). Estos eventos se extendieron de manera generalizada a nivel global y/o suprarregional, desde ambientes marinos costeros a marinos abiertos, incluyendo los mares epicontinentales. Por su duración e impacto, sobresalen el evento Selli del Aptiano temprano (OAE 1a), el evento Paquier del Albiano temprano (OAE 1b), el evento Bonarelli del intervalo Cenomaniano–Turoniano (OAE 2) y el OAE 3 del Conaciano–Santoniano (Fig. 2.1). Aunque no es reconocido como un OAE, condiciones propicias para la acumulación de materia orgánica en los sedimentos también tuvo lugar durante el Evento del Turoniano tardío–Coniaciano.

Aunque existe un amplio debate sobre el mecanismo responsable de la ocurrencia de estos eventos, una gran parte de la comunidad científica acepta que éstos tuvieron su origen en el incremento de la actividad volcánica submarina, ligada al emplazamiento y construcción de

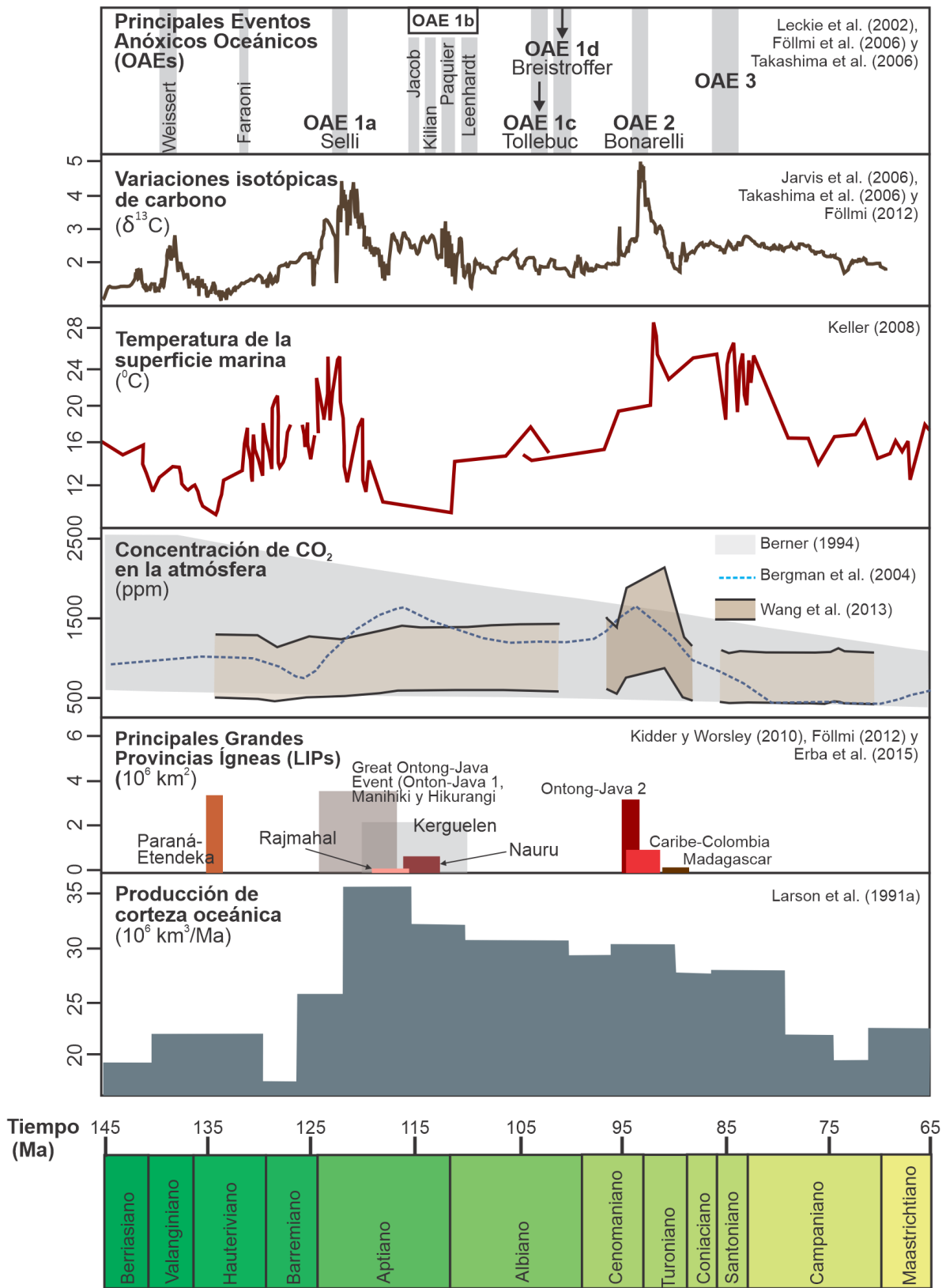


Figura 2.1 Principales cambios en diferentes geoesferas durante el Cretácico y ocurrencia de los OAE's, (tomado de Núñez-Useche, 2016).

Grandes Provincias Ígneas en los océanos Pacífico e Índico, tales como la de Paraná-Etendeka, Ontong-Java, Kergulen, Madagascar y Caribe-Colombia (Larson, 1990; Tejada et al., 2009; Scaife et al., 2017; Neal et al., 2019; Bergman et al., 2021).

Las enormes cantidades de CO₂ emitidas por la actividad volcánica causaron la aceleración del ciclo hidrológico y el incremento de la temperatura oceánica y atmosférica. Los climas cálidos y húmedos de este periodo alcanzaron temperaturas de 10-18°C en zonas polares y 32-34°C en zonas tropicales, con una máxima reportada de ~42°C (Hay et al., 2009). El incremento en la temperatura global ocasionó un débil gradiente latitudinal, con ausencia de masas de hielo en los polos (Takashima et al., 2010). La meteorización biogeoquímica de las rocas aumentó en zonas continentales, propiciando un aumento del aporte de material detrítico y nutrientes a las cuencas, lo que sumado a los metales liberados por las Grandes Provincias Ígneas desencadenó un pico en la productividad primaria y la producción de materia orgánica en la superficie del océano (Jones y Jenkyns, 2001; Weissert y Erba, 2004). Las cenizas volcánicas, producto del volcanismo continental, también aportaron ciertos nutrientes, como el hierro, que ayudaron en la fertilización de los océanos (Anbar y Knoll, 2002; Erba et al., 2015).

El surgimiento y expansión de las zonas de mínimo oxígeno durante el desarrollo de estos eventos fue producto de: 1-la utilización de oxígeno para la descomposición de la materia orgánica producida en exceso (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Ifrim, et al., 2011), 2-el aumento en la temperatura de la masa de agua, lo que provocó la disminución de la solubilidad del oxígeno en la misma, 3-el bajo gradiente latitudinal que dio lugar al estancamiento de las masas de agua oceánica y evitó su renovación, y 4-el secuestro de oxígeno para oxidar los grandes volúmenes de metales que fueron introducidos al sistema por parte de la intensa actividad volcánica (Leckie et al., 2002; Snow et al., 2005; Jenkyns, 2010).

2.2 EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL LAPSO CENOMANIANO TARDÍO–TURONIANO

2.2.1 Evento Anóxico Oceánico 2

El evento Bonarrelli o Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2) que se desarrolló durante el intervalo Cenomaniano–Turoniano, entre 93.9 y 93.5 millones de años, fue uno de los episodios de cambio global acelerado más drástico que ocurrió durante el Mesozoico y es uno de los más estudiados (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2006; Takashima et al., 2010; Núñez-Useche, 2016). Este evento generó una interrupción dramática en el ciclo global del carbono, y es caracterizado por la acumulación generalizada de sedimentos oscuros, ricos en carbono orgánico (contenido de carbono orgánico total que varía de 1% hasta 25%), y una marcada excursión isotópica positiva de $\delta^{13}\text{C}$, con una amplitud de hasta 5‰, tanto en la fracción carbonatada como en la fracción orgánica (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2006; Takashima et al., 2010). Esta excursión marca un periodo de alta productividad primaria, asociada con la generación y el enterramiento de materia orgánica. (Jarvis et al., 2006; Núñez–Useche et al., 2016).

Aunque aún hay un debate respecto a los mecanismos que desencadenaron el OAE 2, los más aceptados son: 1-la liberación de grandes cantidades de CO_2 a la atmósfera debido al incremento de la actividad volcánica masiva, y el emplazamiento de la Gran Provincia Ígnea del Caribe-Colombia (93—94 Ma), y 2- el aumento en la tasa de expansión del fondo marino, asociado a un mayor flujo hidrotermal, y el coetáneo aumento en el nivel del mar (Snow et al., 2005; Haq, 2014). El efecto invernadero producto de la gran acumulación de aerosoles en la atmósfera generó un aceleramiento en el ciclo hidrológico. El aumento en la escorrentía favoreció la llegada de sedimentos y nutrientes a las cuencas, sumado a la disponibilidad de nutrientes aportados por el emplazamiento de la Gran Provincia Ígnea del Caribe–Colombia desencadenó una alta productividad primaria y el enterramiento de grandes cantidades de materia orgánica marina. La gran demanda de oxígeno por parte de los procesos oxidativos y de degradación de materia orgánica generó un empobrecimiento en oxígeno disuelto y conllevó a la propagación de condiciones anóxicas-disóxicas (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1990, Erbacher et al., 2001).

El intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 usualmente está comprendido entre la parte superior de la Zona de Rango Total-*Rotalipora cushmani*, definida por la primera y la última aparición del organismo *Rotalipora cushmani* (Borsetti, 1962), y la zona de alcance parcial (PRZ)–*Whiteinella archaeocretacea*, definida entre la última aparición de *Rotalipora cushmani* y la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Borsetti, 1962; Bolli, 1966; Omaña-Pulido, 2012).

La estructura de la excursión isotópica del OAE 2 presenta diferentes picos isotópicos y mesetas. El primer pico, denominado “pico A”, marca el inicio del evento anóxico y se caracteriza por un aumento de valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 1.7‰ y 2.97‰ (Jarvis et al., 2006; Bomou et al., 2013; Uramoto et al., 2013; Eldrett et al., 2015). Luego de esto los valores sufren una caída y definen una fosa, cuya amplitud varía entre 0.7‰ y 2.13‰ (Jarvis et al., 2006; Bomou et al., 2013; Uramoto et al., 2013; Eldrett et al., 2015). Varios autores coinciden en que el registro de esta fosa es un marcador del evento Plenus Cold Event, el cual consiste en la incursión de una masa de agua boreal oxigenada y la subsiguiente migración de organismos boreales hacia el Tetis, correlativa con el pico de la transgresión del Cenomaniano tardío (Heimhofer et al., 2018; O’connor et al., 2019). La señal isotópica luego se recupera y marca el “pico B”, el cual es considerado como el pico más representativo del OAE 2 y corresponde a un incremento de 0.7‰ a 2.03‰ en la señal isotópica (Jarvis et al., 2006; Bomou et al., 2013; Uramoto et al., 2013; Eldrett et al., 2015). Posteriormente se encuentra una meseta relacionada con una zona con valores isotópicos estables, para por último dar lugar al “pico C” que marca la culminación de la excursión; los valores reportados para este pico varían entre 0.4‰ y 1.12‰ (Caron et al., 2006; Jarvis et al., 2006; Uramoto et al., 2013; Westermann et al., 2010; Bomou et al., 2013; Eldrett et al., 2015).

En recientes estudios se ha determinado condiciones redox disóxicas y oxigenadas en diferentes zonas durante el desarrollo del OAE 2, o al menos durante breves intervalos de tiempo durante el desarrollo de este, lo que sugiere que la anoxia no fue generalizada (Westermann et al., 2010; Bomou et al., 2013; Eldrett et al., 2014). De esta forma, la aparente paradoja de una fase oxigenada dentro del OAE 2 sugiere un mucho más complejo ciclo del carbono durante estas perturbaciones globales de lo que se había determinado (Fig. 2.2).

2.2.2 Evento del Turoniano tardío–Coniaciano

El evento del Turoniano tardío o Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE) es definido como una excursión isotópica positiva de carbono de largo plazo compuesta por un grupo de eventos isotópicos, que se desarrolla durante el final del Turoniano (Jarvis, 2006; Joo and Sageman, 2014). Los principales eventos descritos en este intervalo son: el evento Bridgewick, que corresponde a una excursión negativa que marca el inicio del intervalo; el evento Hitchwood, que representa una excursión positiva con una amplitud que varía entre 1.17 y 2.61‰; y el evento Navigation, el cual describe una excursión negativa que limita la cima del intervalo de este grupo de eventos (Jarvis et al, 2006, 2015; Eldrett et al., 2015; Jones et al, 2018). El evento Hitchwood se encuentra dentro de la parte media de la biozona de *M. sigali* (Jarvis et al., 2006), la cual es definida por la última aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* y la primera aparición de *Dicarinella concavata*. Esta zona también es conocida como la biozona de *Marginotruncana schneegansi* o la biozona de *sigali* de *Dicarinella primitiva* (Premoli–Silva y Rettori, 2002).

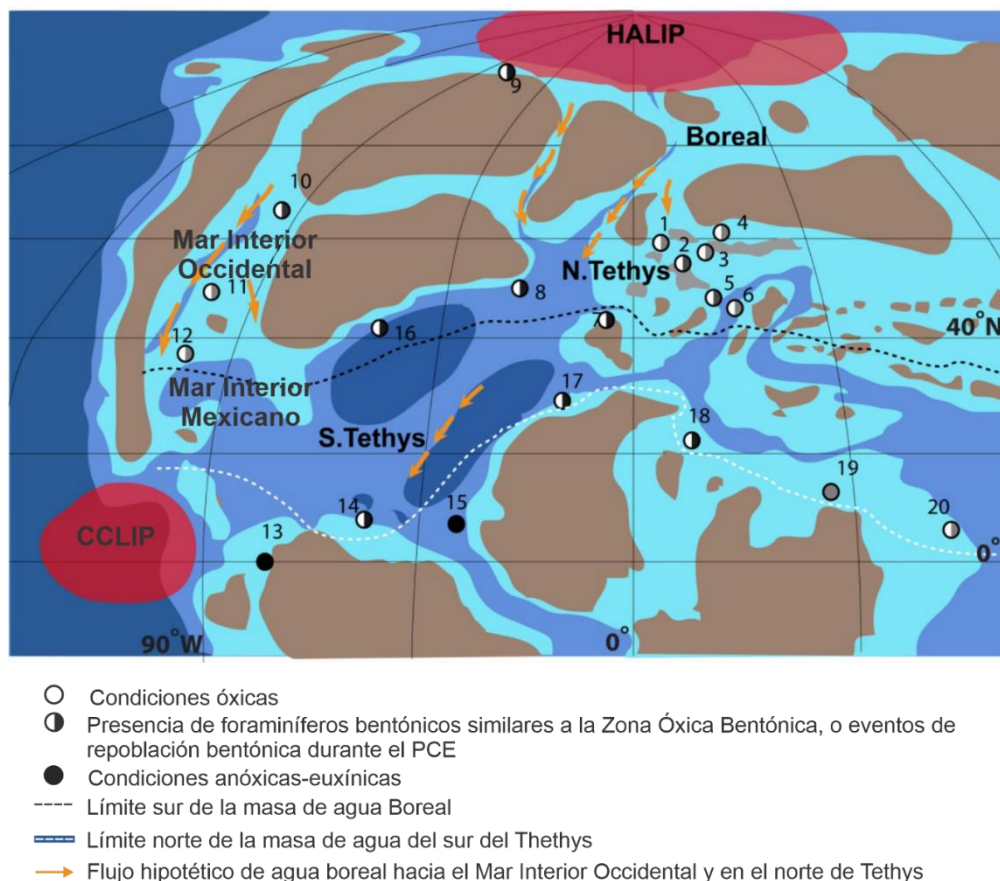


Figura 2.2. Mapa paleogeográfico del Cenomaniano tardío mostrando diferentes localidades en las que se han documentado las condiciones redox durante el desarrollo del OAE 2. Modificado de Eldrett et al. (2014).

En Europa, la parte inicial del LTCE es caracterizada por una fase regresiva del nivel del mar y de enfriamiento, que alcanza su punto máximo antes del evento Hitchwood. Estas condiciones han sido asociadas a la denominada Fase Fría 3 del Turoniano tardío, generada por una disminución en la concentración CO₂ atmosférico y el movimiento hacia el sur de la masa de agua boreal durante un episodio de regresión marina. En general, condiciones oligotróficas y la migración hacia el sur de la fauna boreal caracterizaron este estadio inicial (Voigt y Wiese, 2000). Posteriormente, un incremento en la actividad volcánica al final del Turoniano generó un aumento en la concentración de CO₂ que desencadenó condiciones más cálidas durante el evento Hitchwood, en el marco de una trasgresión del nivel del mar (Voigt y Wiese, 2000; Jarvis et al., 2015).

2.3 DESARROLLO DEL OAE 2 Y EL EVENTO DEL TURONIANO TARDÍO EN EL MAR INTERIOR OCCIDENTAL Y EL MAR INTERIOR MEXICANO

En el Mar Interior Occidental la mayoría de los estudios se concentran en la parte de sur, en donde el lapso correspondiente al OAE 2 se ha asociado con el desarrollo de condiciones óxicas-disóxicas en la columna de agua. Diferentes estudios evidencian que antes de la ocurrencia del OAE 2, durante el Cenomaniano tardío, en dicha zona predominaron condiciones anóxicas asociadas al estancamiento y a la estratificación de la masa de agua. Sin embargo, durante el pico de la trasgresión marina del Cenomaniano más tardío, que coincide con el inicio del OAE 2, la invasión de agua boreal al Mar Interior Occidental causó la desestratificación de la masa de agua y su respectiva oxigenación (Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014; Lowery et al., 2014; Minisini et al., 2018). En pozo, como el Iona-1, este cambio en las condiciones redox se evidencia con un aumento en el índice de bioturbación, así como una caída en el contenido de TOC y en la abundancia de elementos traza redox-sensibles (Eldrett et al., 2014, 2017). Durante el mismo lapso, dentro de esta misma cuenca, las rocas depositadas en la plataforma central de Texas, pozo Atascosa (A-1) y Karnes (K-1), fueron depositadas de igual forma en un fondo oceánico oxigenado. El registro muestra evidencia de condiciones euxínicas y una columna de agua estratificada antes del OAE 2, sin embargo, durante el desarrollo de éste se marca un pico en la diversidad de foraminíferos bentónicos y una disminución en la preservación de la materia orgánica (Denne et al., 2014).

En el Mar Interior Mexicano, el OAE 2 ha sido documentado en las siguientes secciones: Cañón Peregrina (Sierra Madre Oriental, [Scholle y Arthur, 1980](#)), Axaxacualco, Zotoltitlán y Barranca del Tigre (Plataforma Guerrero-Morelos, [Hernández-Romano, 1997](#); [Elrick, 2009](#); [Bomou et al., 2019](#)), Parras de la Fuente (Sierra de Parras, [Duque-Botero y Maurrasse, 2004](#); [Duque-Botero et al., 2009](#)) y Tlaclolula (Cuenca de Tampico-Misantla, [Núñez-Useche et al., 2016](#); [Colin-Rodríguez et al., en preparación](#)).

En la sección Cañón Peregrina, [Scholle y Arthur \(1980\)](#) determinaron que el desarrollo del OAE 2 corresponde a una excursión isotópica positiva de carbono con una amplitud de 1.5‰, que se localiza dentro de la Formación Agua Nueva. En las secciones Axaxacualco y Zotoltitlán de la plataforma Guerrero-Morelos, el OAE 2 corresponde con las formaciones Morelos y Mezcala. En estas secciones, el evento es caracterizado por lutitas oscuras, ricas en materia orgánica y ausencia de bioturbación, depositadas en un ambiente con bajos niveles de oxigenación ([Hernández-Romano et al., 1997](#)). En la sección de Axaxacualco, la excursión isotópica de carbono tiene una amplitud máxima de 4.81‰ ([Bomou et al., 2019](#)). En la sección Barranca del Cañón, se registra una fuerte excursión isotópica de carbono, entre 3 y 4‰, sin embargo, los sedimentos exhiben una fábrica bioturbada, reflejando un régimen oxigenado durante su depósito ([Elrick et al., 2009](#)).

En la Sierra de Parras, en la sección Parras de la Fuente, el OAE 2 es registrado en la Formación Indidura. El registro sedimentario está compuesto por sedimentos ricos en materia orgánica y exhibe una excursión isotópica positiva de carbono de hasta 2‰. Los sedimentos tienen un bajo contenido de TOC, altas concentraciones de elementos redox sensibles (Mo, V, Cr) y son asociadas con condiciones disóxicas a anóxicas. Estas últimas se desarrollaron de forma fuerte e intermitente ([Duque-Botero et al., 2009](#)). En la cuenca de Tampico-Misantla, en la sección Xilitla, el desarrollo del OAE 2 se encuentra en la Formación Agua Nueva. Durante la fase inicial de este evento, el desarrollo de condiciones anóxicas permitió el depósito de capas ricas en materia orgánica, las cuales fueron interrumpidas por cortos episodios de condiciones bien oxigenadas ([Núñez-Useche et al., 2016](#)). En la Sección de Tlaclolula, el OAE 2 es registrado en la Formación Tamaulipas Superior. Durante el estadio inicial de éste, las condiciones anóxicas-disóxicas predominaron en el fondo oceánico, lo que favoreció la preservación de materia orgánica. Al avanzar en el registro estratigráfico del

OAE 2, la cantidad de materia orgánica preservada disminuye e incrementa la bioturbación, debido al establecimiento de un régimen óxico-disódico y condiciones oligotróficas en la columna de agua (Colin-Rodríguez et al., en preparación).

A diferencia del OAE 2, los registros del Evento del Turoniano tardío tanto en el Mar Interior Occidental como en el Mar Interior Mexicano son más escasos. Recientemente, este evento ha sido documentado en Texas, más exactamente en el núcleo Iona-1, en donde ocurre en el Miembro Langtry de la Formación Eagle Ford, dentro de la biozona de *Marginotruncana schneegansi*, y corresponde a una excursión isotópica positiva de carbono con una amplitud máxima de 2.61‰ (Eldrett et al., 2015). En esta excursión, se han identificado los eventos Bridgewick, Hitch Wood y Navigation, así como incrementos en el contenido de TOC y en la concentración de U, Zn, V y Mo. Esto último ocurre principalmente en el intervalo del evento Hitch Wood (Eldrett et al., 2015). Según Eldrett et al. (2017), este evento coincidió con el desarrollo de condiciones anódicas de manera parcial o episódica en el fondo marino y con la más notable incursión de aguas tetisianas en la cuenca.

En México, el único registro de este evento está localizado en la sección Tlacolula (Cuenca de Tampico-Misantla, Colin-Rodríguez et al., en preparación). En dicha sección, el evento se desarrolla dentro de la parte superior de la Formación Tamaulipas Superior y la base de la Formación Agua Nueva (biozona de *Marginotruncana sigali*) y corresponde a una excursión isotópica positiva de carbono con una amplitud máxima de 1.15‰. En la parte media del intervalo estratigráfico que corresponde a este evento ocurre un incremento en el contenido de TOC y en la concentración de metales redox sensibles e indicadores de productividad. De manera general, según Colin-Rodríguez et al. (en preparación), el inicio del evento del Turoniano tardío en la sección Tlacolula estuvo acompañado por una fase de enfriamiento que resultó en la reducción del intemperismo biogeoquímico en la zona continental y la instauración de un ambiente marino oligotrófico. Por el contrario, durante la parte media del evento se desarrollaron condiciones cálidas que conllevaron a un incremento en la productividad marina y la expansión de zonas de mínimo oxígeno.



**MARCO
GEOLÓGICO
CAPÍTULO III**

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2
en la cuenca de Sabinas, noreste de México

3. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se resume la evolución geológica de la zona en estudio en tres etapas. Del mismo modo, se nombran las unidades estratigráficas presentes, sus principales características sedimentológicas, y ambiente de depósito.

3.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE SABINAS

El núcleo IRME-2 se encuentra localizado en la cuenca de Sabinas, al noreste de México. Esta cuenca se extiende desde la parte central del estado de Coahuila hasta el oeste del estado de Nuevo León, abarcando un área aproximada de 37,000 km². La evolución tectono-sedimentaria de la cuenca fue fuertemente influenciada por la apertura del Golfo de México. Esto permitió la acumulación de una variable sucesión sedimentaria en respuesta a la interacción de las distintas provincias tectónicas, cambios eustáticos y cambios en el aporte de sedimento (Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001). La evolución de la cuenca de Sabinas estuvo influenciada por los procesos geodinámicos de dos entidades paleogeográficas diferentes: 1-el Sistema Pacífico Mesozoico de México (MPSM, por sus siglas en inglés) controlado principalmente por la subducción de la Placa Farallón por debajo del margen pacífico de Norteamérica, y 2-el Sistema Atlántico Mesozoico de México (MASM, por sus siglas en inglés) controlado por el rompimiento de Pangea y la posterior apertura del océano Atlántico (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016; Fitz-Diaz et al., 2018; Juárez-Arriaga et al., 2019; Fig. 3.1). De forma general, la evolución geológica de esta área se puede resumir en tres estadios: 1-Estadio de rifting y extensión de Pangea, 2-Apertura del Golfo de México y subsidencia termal y 3-Orogenia Laramide.

3.1.1 Estadio de Rift (Triásico Tardío–Calloviano)

Luego de la conformación de Pangea en el Paleozoico tardío, el MPSM experimentó dos ciclos tectónicos, uno de extensión de trasarco y otro de cierre de trasarco, desencadenados por la subducción de placas en el Pacífico, Placa Farallón y Placa de Norte América. Según el modelo de Johnson (1989), la primera fase de extensión de trasarco ocurrió del Triásico Tardío al Jurásico Medio, formando el alto de Coahuila, el arco Burro-Salado, arco de Tamaulipas, cuenca de Chihuahua, cuenca de Sabinas, y el geosinclinal del norte de México (Fig. 3.1). Dentro de la depresión correspondiente a la cuenca de Sabinas existieron otros

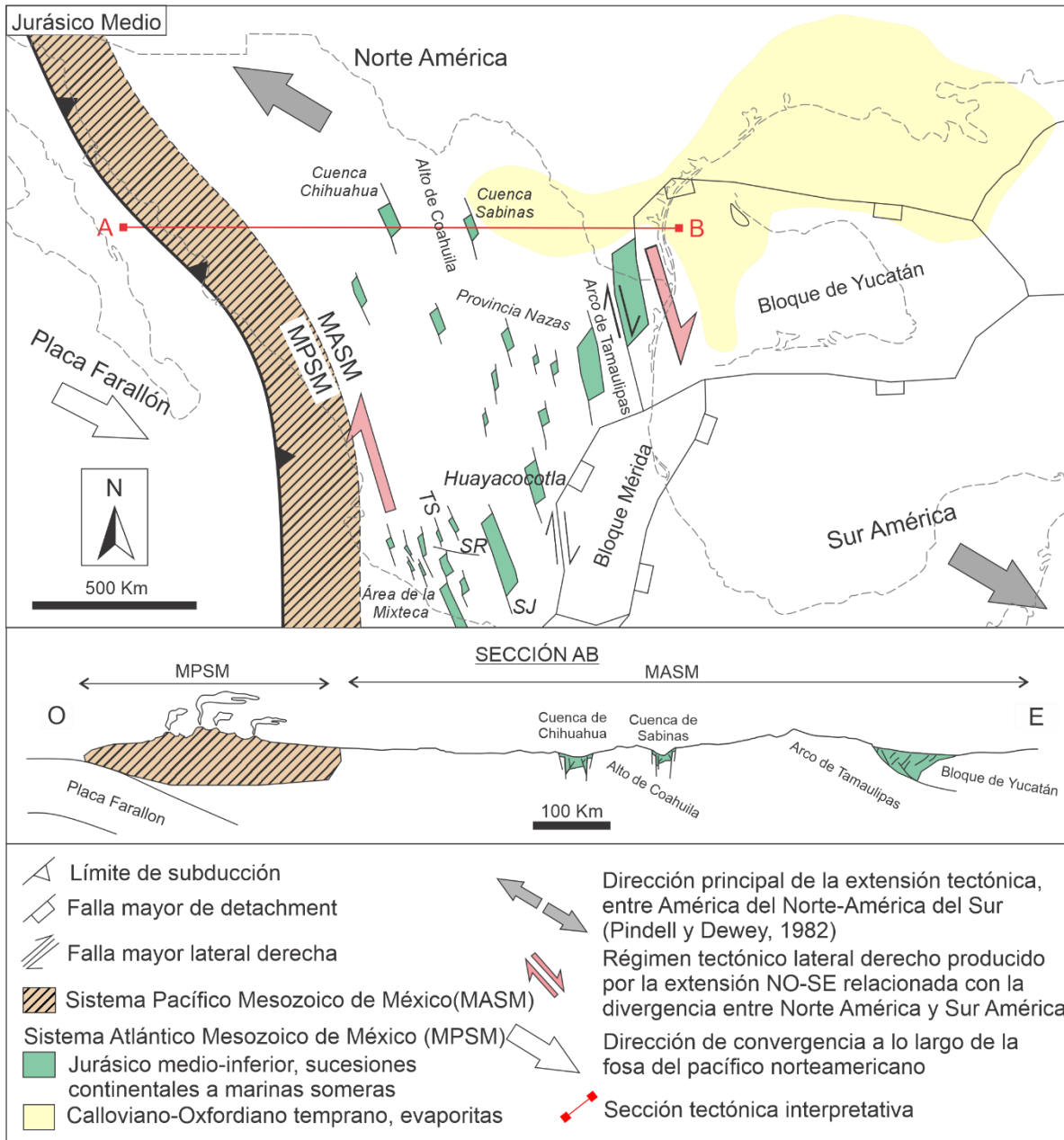


Figura 3.1. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Jurásico Medio, apertura de las principales cuencas provocada por régimen extensional (modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

altos de basamento de menor tamaño, denominados alto de La Mula y alto de Monclova (Márquez, 1979; McKee et al., 1984; McKee et al., 1990; Goldhammer, 1999; Egiluz de Antuñano, 2001; Padilla y Sánchez, 2007; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Los esfuerzos tectónicos ocurrieron principalmente en dirección noroeste-sureste y generaron grandes fallas de desplazamiento lateral y normal, como las fallas de basamento La Babia y San Marcos, en el terreno de Coahuila (Anderson y Silver, 1974; Anderson y Schmidt, 1983;

McKee et al., 1990; Grajales-Nishimura et al., 1992; Sedlock et al., 1993). El fallamiento generó un sistema de grábenes y semi grábenes que posteriormente se fueron rellenando con sedimentos de origen volcánico, producto de la actividad magmática intraplaca. Esta actividad magmática se registra principalmente por el emplazamiento de diques de composición riolítica y andesítica (Pindell y Dewey, 1982; Wilson et al., 1984; Salvador, 1987; Wilson, 1990; Goldhammer et al., 1991; Salvador, 1991). Este estadio de rift culminó a finales del Calloviano tardío–inicios del Oxfordiano y fue registrado como el depósito de extensos cuerpos de evaporitas (Salvador 1991; Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2007). Para este tiempo, el bloque de Yucatán inició su rotación en sentido antihorario, resultando en una fase de deriva asociada a la apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999).

3.1.2 Apertura de Golfo de México y subsidencia termal (Oxfordiano–Cenomaniano)

La expansión del piso marino en el Golfo de México inició en el Oxfordiano temprano y se caracterizó por esfuerzos de extensión y desplazamiento lateral izquierdo (Salvador y Green, 1980; Pindell, 1985; Wilson, 1990; Pindell y Kennan, 2009; Fig. 3.2). La expansión oceánica indujo el desarrollo de una trasgresión de primer orden, inundando progresivamente las cuencas y los altos de basamento con aguas marinas procedentes del proto Atlántico. La sedimentación ocurrida del Titoniano al Berriasiano refleja una disminución en el aporte por parte de los altos de basamento, con excepción del Bloque de Coahuila (Goldhammer, 1999). Los movimientos asociados con la apertura del Golfo de México, que se habían desarrollado simultáneamente con la separación de Pangea, culminaron en el Berriasiano, una vez que el bloque de Yucatán llegó a ocupar su posición actual.

A partir del Berriasiano se desarrollaron condiciones de margen pasivo caracterizadas por la desaceleración en la subsidencia tectónica y el enfriamiento de la corteza. Durante la mayor parte de este lapso, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas, lo que limitó el depósito de sedimentos siliciclásticos a las zonas cercanas al arco magmático del MPSM, que a su vez delimitaba el océano Pacífico (Fries, 1960; Vail et al., 1977; Wilson et al., 1984; Aguayo-Camargo, 1988; Goldhammer, 1999; Lehmann et al., 1999; Padilla y Sánchez, 2007; Pindell and Kennan, 2009).

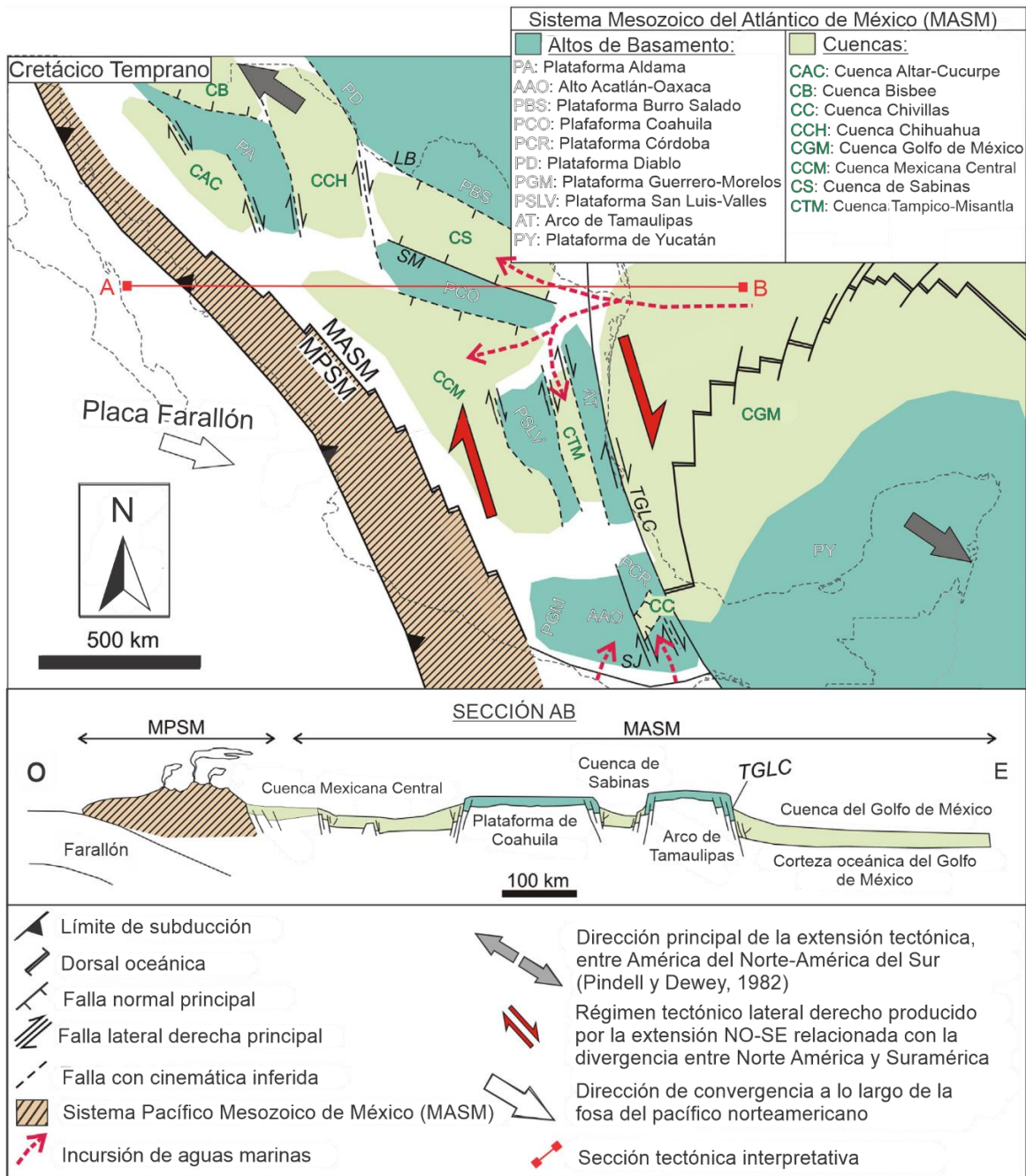


Figura 3.2. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Cretácico Temprano, inundación de las principales cuencas y establecimiento de plataformas carbonatadas (modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

3.1.3 Orogenia Laramide (Turoniano–Paleógeno)

El desarrollo de la Orogenia Laramide inició en el Cretácico Tardío y se extendió hasta el Paleógeno, marcando el término de las condiciones de margen pasivo y subsidencia termal. Este evento es asociado con el cambio de vergencia y velocidad de subducción entre las

placas de Farallón y de Norte América (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Johnson, 1989; Johnson y Gray, 1991; Fig. 3.3). El régimen compresivo dio lugar a la inversión de las cuencas preexistentes, el desarrollo de cinturones de pliegues, la reactivación de fallas de basamento, cabalgaduras, y la movilización de las evaporitas previamente depositadas. Esta configuración estructural dio lugar al depósito en cuencas antepaís, producto de la erosión de las rocas exhumadas. (Hernández-Romano et al., 1997; Cerca et al., 2007; Fitz-Díaz et al., 2012; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

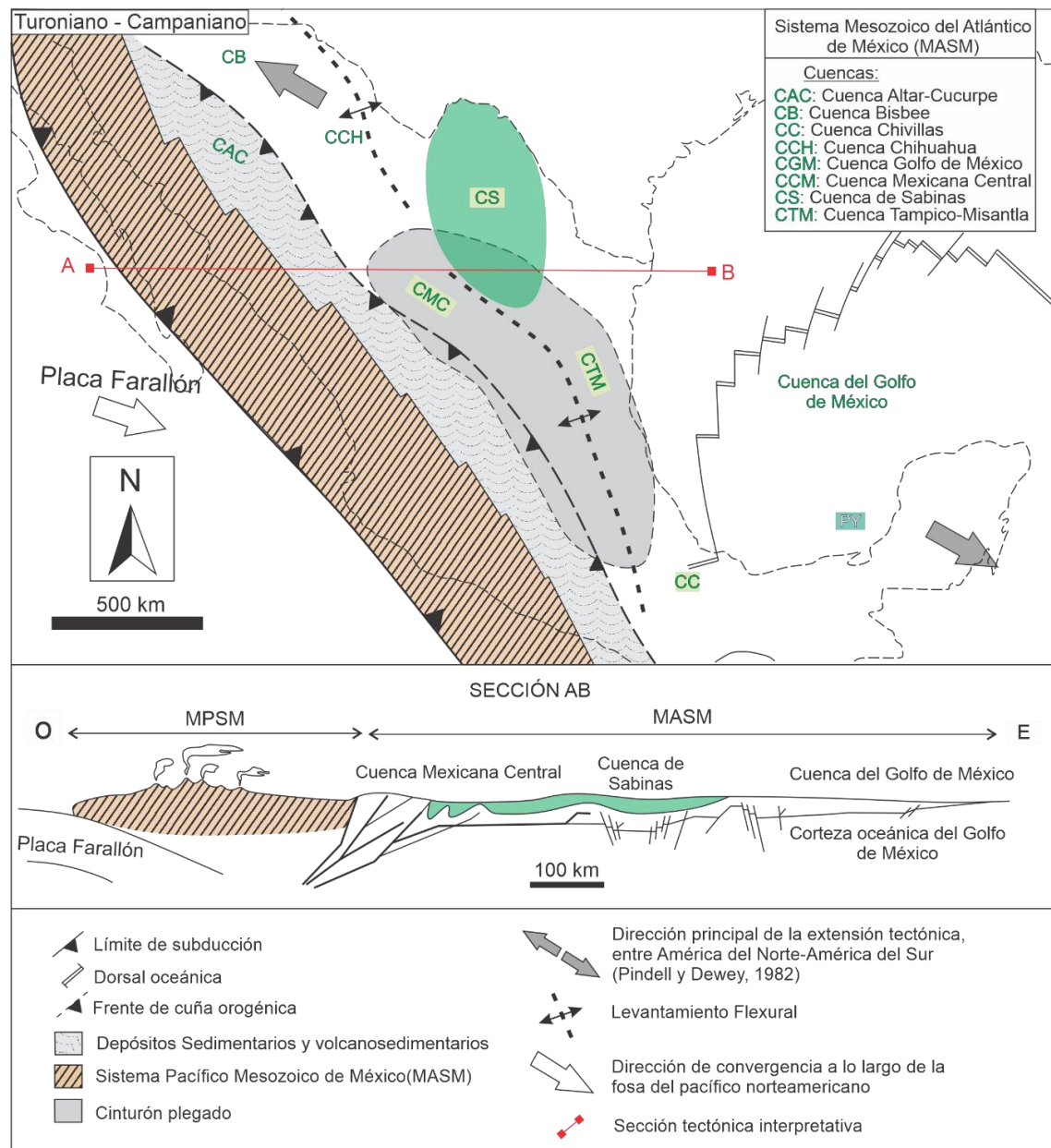


Figura 3.3. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Turoniano–Campaniano. Inversión tectónica y levantamiento flexural (modificado de Juaréz-Arriaga et al., 2019).

3.2 ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA

3.2.1 Estadio de Rift (Triásico Superior–Calloviano)

La sucesión estratigráfica de la cuenca de Sabinas inició su depósito sobre el basamento cristalino ígneo-metamórfico de edad Permo–Triásica (Fig. 3.4). Inicialmente, las rocas volcánicas producto de los procesos de Rifting se depositaron simultáneamente con lechos rojos producto de la erosión de los paleoelementos positivos (Eguiluz de Antuñano, 2001). Posteriormente, durante el Calloviano–Oxfordiano se depositaron evaporitas y capas de sedimentos terrígenos de influencia volcánica. La sedimentación marina inició durante este mismo lapso con el depósito de calizas asociadas a la Formación Minas Viejas (Humphrey y Díaz, 2003). En el Kimmeridgiano temprano se desarrolló un evento transgresivo que dio lugar al establecimiento de plataformas carbonatadas someras donde se depositaron las calizas de la Formación Zuloaga (Imlay, 1938, 1953; Oviarki, 1974). Posteriormente, durante el desarrollo del subsiguiente evento regresivo se depositaron evaporitas, calizas y areniscas, lechos rojos, de la Formación Olvido. Contemporáneamente, areniscas y conglomerados de la Formación la Gloria fueron depositados en las partes más someras de la cuenca (Heim, 1940).

3.2.2 Apertura de Golfo de México y subsidencia termal (Oxfordiano–Cenomaniano)

Durante el Kimmeridgiano–Berriasiano predominó el aporte de sedimentos siliciclásticos dando lugar al depósito de La Formación La Casita, compuesta por conglomerados, areniscas y lutitas carbonatadas (Imlay, 1936). A partir del Berriasiano se desarrollaron condiciones de margen pasivo en la cuenca. Del Berriasiano al Barremiano las formaciones San Marcos y Hosston se depositaron en los bordes de la cuenca, compuestas principalmente por sedimentos conglomeráticos (Anderson, 1950). Contemporáneamente se depositaron las evaporitas y calizas de alta energía correspondientes a las formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, la Mula y la Virgen (Imlay, 1940; Humphrey y Díaz, 1953, 2003). En el Aptiano temprano se estableció una amplia plataforma carbonatada, en la que se depositaron calizas de aguas someras de la Formación Cupido. Durante este mismo lapso, en las zonas más profundas de la cuenca, se depositaron calizas de mar abierto de la Formación Tamaulipas Inferior (Stephenson, 1922; Muir, 1936).

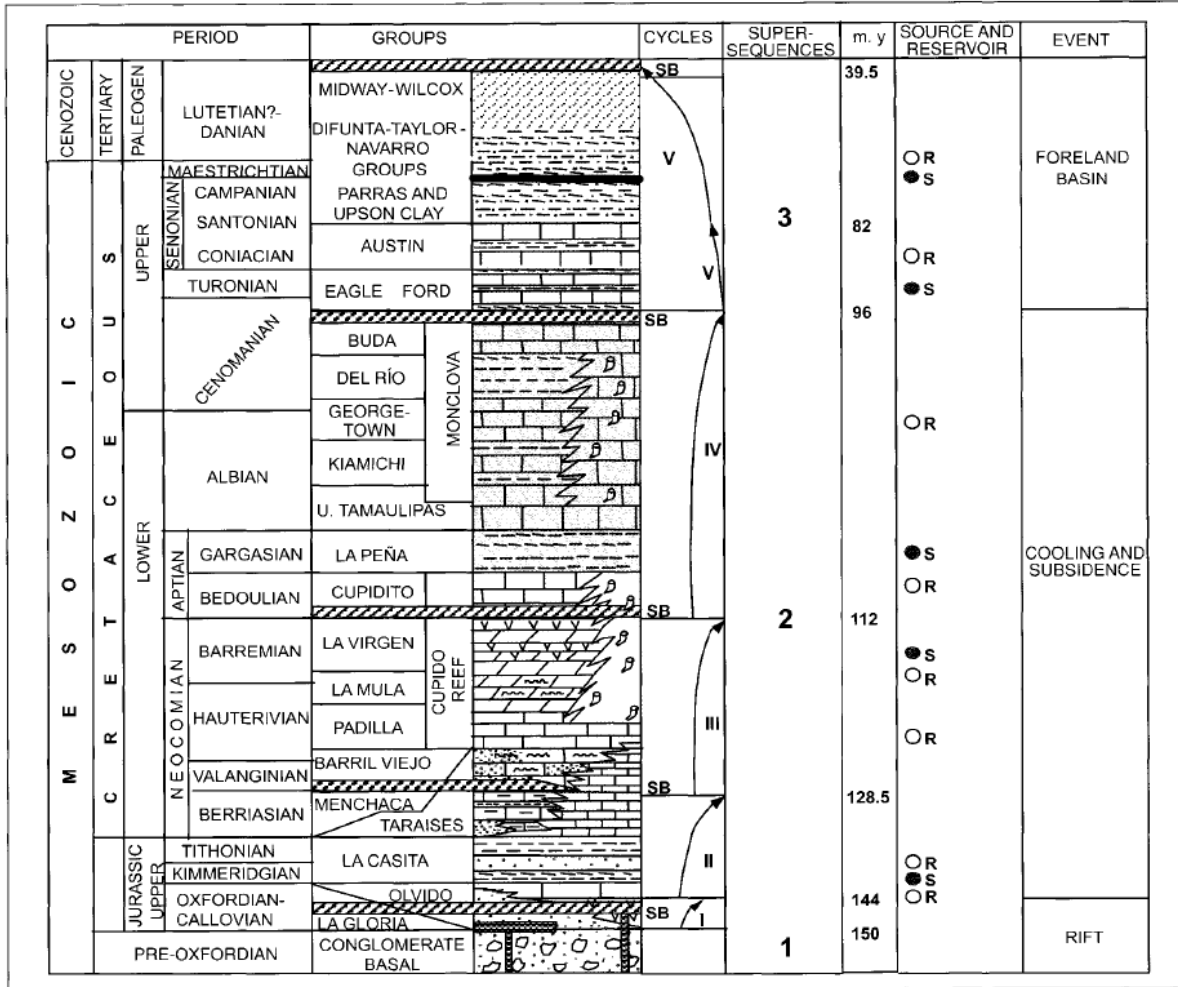



Figura 3.4. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de Sabinas (tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Una nueva transgresión se originó durante el Aptiano tardío, durante este lapso se depositaron las lutitas y calizas arcillosas de la Formación La Peña, asociadas a un ambiente de mar abierto (Imlay, 1936; Humprey, 1949). En las zonas someras de la cuenca se depositaban contemporáneamente sedimentos terrígenos asociados a la Formación Las Uvas (Humprey y Díaz, 1956). El Albiano es marcado por una continua subsidencia, en este lapso se da el depósito de las calizas y lutitas de mar abierto de las formaciones Tamaulipas Superior, Kiamichi y Georgetown, las cuales gradan hacia los altos de basamento a calizas de plataforma de las formaciones Aurora, Glenn Rose, Edwards y McNight (Hill, 1901; Burrows, 1910; Stephenson, 1922; Muir, 1936; Hill, 1981;). Durante el Cenomaniano, un nuevo evento transgresivo estableció condiciones de plataforma abierta en gran parte de la cuenca, durante este se dio el depósito de las calizas de plataforma de las formaciones del

Río y Buda (Hill, 1891; Cragin, 1895; Hill y Vaughan, 1898; Vaughan; 1900; Young 1979; Lucas et al., 2010). Posteriormente, durante el lapso Cenomaniano tardío–Santoniano se depositaron las calizas de plataforma media a externa de las formaciones Eagle Ford y Austin (Sellards., 1932; Santamaría et al., 1991; Stinnesbeck, et al. 2005).

3.2.3 Orogenia Laramide (Turoniano–Paleógeno)

Al final del Cretácico iniciaron los levantamientos de las áreas continentales en la parte central de México como los primeros efectos de la Orogenia Laramide, al tiempo que se desarrollaba un evento regresivo. Esto ocasionó el incremento en el aporte de material terrígeno y el depósito de facies deltaicas de las formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondidos (Dumble, 1892; Udden, 1907). Durante el inicio del Paleoceno se desarrolló un evento transgresivo, desencadenado principalmente por los procesos orogénicos, lo que favoreció el depósito de los sedimentos siliciclásticos de las formaciones Midway y Navarro-Taylor en las zonas someras de la cuenca (Schumard, 1862; Harris, 1984). En respuesta a la elevación tectónica y la erosión en las zonas continentales se depositó el Grupo Wilcox, compuesto de lutitas y areniscas arcillosas (Crider, 1906). A partir de este punto, los sedimentos que fueron depositados en la cuenca de Sabinas durante el Paleógeno–Neógeno han sido erosionados y no se cuenta con su registro sedimentario.



MATERIALES Y METODOLOGÍA CAPÍTULO IV

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2
en la cuenca de Sabinas, noreste de México

4. MATERIALES Y METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta la localización y las principales características del núcleo IRME-2, el cual constituye el objeto de esta investigación. De manera general, también se explica la metodología aplicada de cada una de las técnicas, se detalla el fundamento científico, el procedimiento realizado y la forma en la que se aplicaron los resultados para el desarrollo de la presente investigación.

4.1. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DEL NÚCLEO IRME-2

La sucesión sedimentaria estudiada corresponde a parte del núcleo recuperado del pozo IRME-2. Este pozo fue perforado por la Universidad Autónoma de Coahuila (UAdeC) en el año 2013, en la zona central del estado de Coahuila, noreste de México. Está localizado en el municipio de Melchor Múzquiz, en las cercanías del Rancho Nerio, a 10 kilómetros al norte de Sabinas, en las coordenadas geográficas $27^{\circ}56'43.431''$ N y $101^{\circ}32'49.416''$ O (Fig. 4.1A). Actualmente, este núcleo se encuentra almacenado en el Centro de Investigaciones en Geociencias Aplicadas (CIGA), adscrito a la UAdeC, en el municipio de Nueva Rosita, Coahuila. Desde el punto de vista paleogeográfico, el núcleo está localizado en el norte de la cuenca de Sabinas (Figura 4.1B), la cual, durante el Cretácico, representó la continuación hacia el sur del Mar Interior Occidental en el territorio mexicano (Fig. 4.1B).

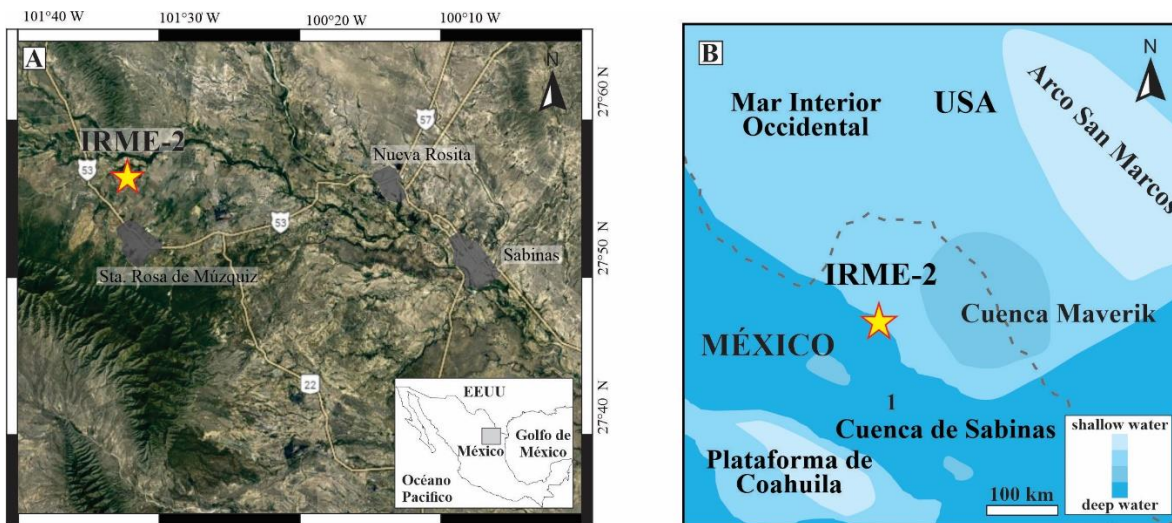


Figura 4.1. Ubicación del núcleo IRME-2 en: **A**-Imagen de Google Earth, **B**-Reconstrucción paleogeográfica del NE de México-SE de Estados Unidos durante el Cretácico Tardío (modificada de Donovan et al., 2012).

En el pozo IRME-2 se recuperaron un total de 380 m, que corresponden a las formaciones: Caliza Buda, Formación Eagle Ford, Formación Austin y Formación Upson (Fig. 4.2). En este trabajo se estudiaron un total de 191 m, comprendidos en el intervalo 123.5–318 m, que corresponden a la parte superior de la Caliza Buda, el Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford y parte del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford (Figs. 4.2 y 4.3).

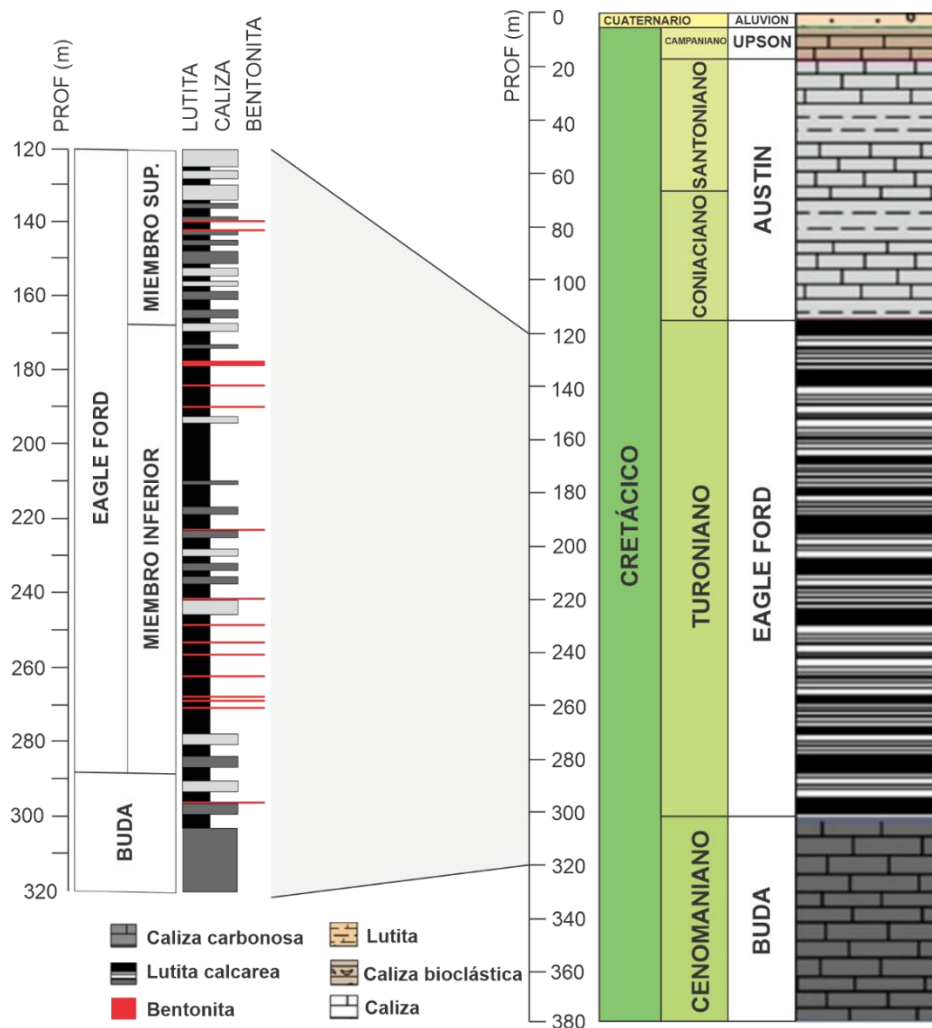


Figura 4.2. Columna estratigráfica generalizada del pozo IRME-2 (modificada de Delgado, 2017) (derecha) y del intervalo estudiado en este trabajo (izquierda).

La secuencia recuperada por este núcleo ha sido estudiada previamente por algunos autores, quienes se han enfocado en caracterizar los depósitos de la Formación Eagle Ford usando técnicas de petrografía y geoquímica orgánica, con el objetivo de evaluar el potencial de esta unidad como roca generadora (Delgado, 2017; Gonzalez-Negrete, 2019). Sin embargo, ninguno se ha orientado al análisis de las condiciones paleoambientales que se desarrollaron

durante el lapso Cenomaniano–Turoniano, por medio de un estudio que integre los resultados de diversas técnicas sedimentológicas, petrográficas, y geoquímicas.

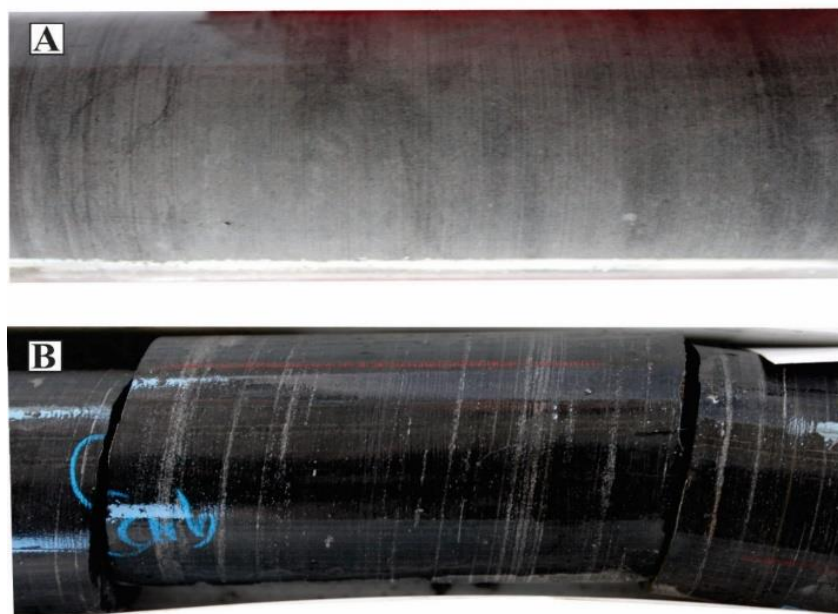


Figura 4.3. Fotografías generales de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford recuperadas del pozo IRME-2 y estudiadas en el presente trabajo. A-Caliza de la Caliza Buda, B-Lutita calcárea de la Formación Eagle Ford.

4.2. METODOLOGÍA

El desarrollo de esta investigación involucró tres etapas principales: 1-caracterización del núcleo y colecta de muestras, 2-aplicación de técnicas de laboratorio, y 3-integración y análisis de resultados (Fig. 4.4).

4.2.1. Caracterización del núcleo y colecta de muestras

Durante esta etapa se describieron 191 m del núcleo IRME-2 que, de base a tope, corresponden a la parte superior de la Caliza Buda (318–298.64 m, espesor: 20.36 m), el Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford (298.64–209.70 m, espesor: 88.94 m) y el Miembro Superior de la Formación Eagle Ford (209.70–123.5 m, espesor: 86.2 m). Para esto, las cajas contenedoras se organizaron estratigráficamente y se estudiaron en grupos de cuatro (Fig. 4.5). La descripción del núcleo se realizó con especial énfasis en: 1-tipo de roca; 2- espesor de las capas, las cuales se midieron usando una cinta métrica; 3- textura, misma que se determinó según la clasificación de [Dunham \(1962\)](#); 4-color, el cual se definió con base

en la tabla de colores de [Munsell \(2011\)](#); 5-índice de bioturbación, el cual se estableció según la escala de [Taylor y Goldring \(1993\)](#) (IB=0–6), así como la orientación preferencial de las galerías y el color de su relleno en comparación con el de la roca huésped (DOL: Dark on Light/oscuro sobre claro, y LOD: Light on Dark/claro sobre oscuro) ([Savrda, 2007](#)); 6-principales estructuras sedimentarias; 7-macrofósiles, y 8-presencia y disposición de pirita.

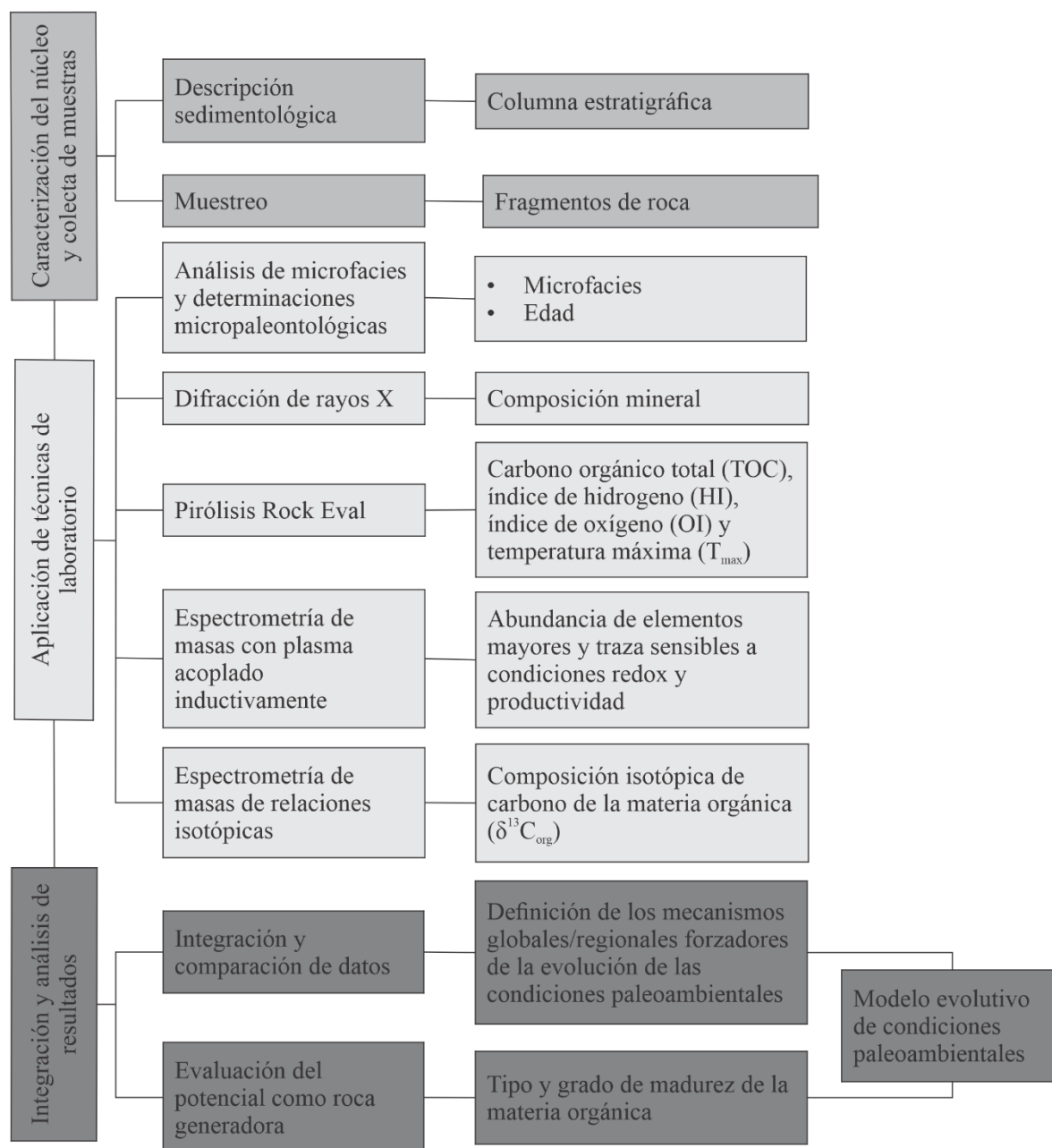


Figura 4.4. Etapas en las que se dividió la metodología aplicada en el presente trabajo y técnicas de investigación empleadas en cada una de ellas. También se muestran los resultados obtenidos de cada técnica.



Figura 4.5. Fotografías que evidencian la organización de las cajas contenedoras del núcleo IRME-2 y el proceso de descripción realizado.

El muestreo de roca se realizó sistemáticamente, aproximadamente cada metro. En total se recolectaron 180 muestras, evitando zonas con evidente vetillaje, estilolitos, recristalización/reprecipitación o cualquier otra estructura diagenética, con el fin de prevenir alteración alguna del registro. Las muestras fueron etiquetadas con la leyenda IRM-X, iniciando a la base de la sucesión con IRM-001 y terminando en la muestra IRM-191.

4.2.2 Aplicación de técnicas de laboratorio

Las muestras recolectadas fueron cortadas y limpiadas con acetona, eliminando cualquier impureza. De estas, 70 fueron empleadas para la realización de láminas delgadas siguiendo técnicas estándar, y 136 fueron pulverizadas ($<2 \mu\text{m}$). La pulverización se realizó en dos pasos: primero se obtuvo polvo fino de la roca con un taladro con broca de carburo tungsteno, y luego, este polvo fue molturado con mortero y pistilo de ágata, con el fin de disminuir y homogenizar el tamaño de grano. El material pulverizado fue separado en alícuotas para diferentes análisis geoquímicos.

4.2.2.1. Análisis de microfacies y determinaciones micropaleontológicas

El análisis de microfacies es una técnica que se basa en el reconocimiento, bajo el microscopio, de todas las características sedimentológicas y paleontológicas de una roca carbonatada, incluyendo la textura, fábrica y los principales constituyentes ortoquímicos

(matriz y cementos) y aloquímicos (esqueletales y no esqueletales) (Flügel, 2012). Esta técnica integra disciplinas como la biología y la ecología, lo que la hace ser precisa, además de ser económica y rápida. Su aplicación constituye uno de los primeros pasos en cualquier estudio sobre condiciones paleoambientales y/o enfocado en la exploración de hidrocarburos. La técnica permite la agrupación de las características primarias de las rocas para inferir su sitio de depósito y las condiciones que se desarrollaron durante su acumulación. De esta forma, permite evaluar la profundidad de la columna de agua, nivel de energía, luminosidad, disponibilidad de nutrientes, grado de oxigenación, etc. (ej. Heldt et al., 2008; Han et al., 2016; Nuñez-Useche et al., 2020; Rizwan et al., 2020).

En este trabajo se aplicó esta técnica a un total de 70 láminas delgadas, usando un microscopio petrográfico Carl Zeiss modelo Primotech, acoplado con una cámara de Axios de 3 Mp, que hace parte del Laboratorio de Cuencas Sedimentarias del Instituto de Geología-UNAM (Fig. 4.6). El análisis involucró la descripción detallada de las principales características sedimentológicas, paleontológicas y diagenéticas tales como: 1-tipo de fábrica; 2-abundancia de aloquímicos y ortoquímicos, la cual se estableció con base en los diagramas de abundancia de Bacelle y Bosellini (1965) y las categorías de abundancia establecidas por Flügel (2013) (raro: 2–5%, escaso: 5–10%, común: 10–30%, muy común: 30–50%, y abundante: >50%); 3-textura, misma que se determinó según el esquema de clasificación para rocas carbonatadas de Dunham (1962); 4-color, el cual se estableció teniendo en cuenta la tabla de color de Munsell (2011), y 5-índice de bioturbación, el cual se estableció siguiendo la clasificación de Taylor y Goldring (1993) (IB= 0–6). Además, se realizó la observación a detalle de la presencia de foraminíferos bentónicos, materia orgánica y pirita. Las muestras fueron agrupadas en diferentes microfacies, con base en su textura, fábrica y contenido fósil, de tal forma que cada una representa condiciones paleoambientales específicas durante el depósito de la sucesión sedimentaria. Durante la observación de las láminas delgadas bajo el microscopio, se seleccionaron aquellas en las que los cortes de los foraminíferos planctónicos favorecían su identificación, con el objetivo de establecer un marco cronoestratigráfico del intervalo estudiado. Por su amplia distribución geográfica y rápida tasa evolutiva, los foraminíferos planctónicos son uno de los grupos de organismos marinos más usados para el establecimiento de marcos temporales (ej. Coccioni y Luciani, 2005; Heldt et al., 2008; Robazynski et al., 2010; Kedzierski et al., 2012; Han et al., 2016). En

este trabajo, la identificación taxonómica de géneros y especies, la edad relativa, y los alcances estratigráficos se realizaron con base en las descripciones de [Robaszynki y Caron \(1995\)](#) y [Anthonissen y Ogg \(2012\)](#).



Figura 4.6. *A-Microscopio petrográfico Carl Zeiss modelo Primotech, B-Ejemplo de imagen digital producida por la cámara Axios acoplada al microscopio.*

4.2.2.2. Difracción de rayos X

La Difracción de rayos X es una técnica no destructiva que se usa para caracterizar la naturaleza de los materiales cristalinos, ya que ofrece información sobre las fases minerales presentes (tipo y abundancia), la orientación preferencial, tamaño de los cristales, y la estructura cristalina, utilizando como fundamento el fenómeno de difracción de los rayos X ([Waseda et al., 2011](#); [Suryanarayana y Norton, 2013](#)). De forma particular, la técnica se basa en la Ley de Bragg, la cual permite determinar el ángulo de incidencia en que los rayos X son difractados por los materiales cristalinos ([Epp, 2016](#)). Para su aplicación, muestras en estado sólido (a veces pulverizadas) se bombardean con rayos X, los cuales inciden en los planos cristalinos, la señal se difracta y es recibida por el detector. La señal medida da información sobre la posición y tipo de átomos encontrados en su trayectoria. El resultado de este análisis son difractogramas que muestran las concentraciones de los minerales presentes en la muestra (ej. [Mort et al., 2008](#); [Bomou et al., 2013](#); [Borromeo et al., 2019](#)).

Para el desarrollo de este trabajo se analizaron 45 muestras de roca pulverizada en el Laboratorio de Difracción de rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) del Instituto de Geología-UNAM, por medio del Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D (Fig. 4.7). Las

mediciones se realizaron en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.003° (2 Theta) y un tiempo de integración de 40 s por paso. La cuantificación se realizó utilizando el método de Rietveld, el software HIGHScore v4.5 y las bases de datos del ICDD (International Center for Diffraction DATA) y ICSD (Inorganic Crystal Structure Database).



Figura 4.7. Difractómetro de rayos X EMPYREAN usado para determinar la composición mineral de las muestras estudiadas en este trabajo.

Las concentraciones de calcita (Cc), cuarzo (Qz), filosilicatos (Ar), feldespato potásico (Fld) y plagioclasa (Pgl) que se obtuvieron fueron empleadas para calcular el Índice Detrítico (ID), siguiendo la ecuación establecida por [Mort et al. \(2008\)](#):

$$DI = (Qz+Ar+Fld+Pgl) / Cc$$

Valores altos de este índice están relacionados con un aumento en la escorrentía y el flujo de material detrítico hacia a la cuenca, mientras que valores bajos indican lo contrario (ej. [Kalanat et al., 2018](#), [Benamara et al., 2020](#)).

4.2.2.3. Pirólisis Rock Eval

La Pirólisis Rock Eval es una técnica que permite determinar la cantidad, tipo y grado de madurez de la materia orgánica preservada en una roca. Consiste en someter la muestra a un calentamiento programado a diferentes temperaturas, dentro de una atmósfera inerte de

Helio o Nitrógeno, con el objetivo de catalizar reacciones entre los componentes de la roca. La descomposición química de la materia orgánica refleja los cambios producidos en el subsuelo (Espitalié, 1985; Sykes y Snowdon, 2002; Hart y Steen, 2015). Esta técnica es utilizada principalmente por la industria petrolera debido a que proporciona de manera rápida información prospectiva de las rocas en estudio (Espitalié, 1985; Lafargue, 1998; McCarthy et al., 2011; Hart y Steen, 2015). Como resultado de la Pirólisis Rock Eval se obtienen parámetros como: 1-carbono orgánico total (TOC, %), 2-carbono mineral (C_{min} , %), 3-pico S_1 (mg HC, medido entre 25 y 300 °C, representa los hidrocarburos libres y adsorbidos presentes en la muestra), 4-pico S_2 (mg HC, medido de 300 °C a 500 °C, corresponde a los hidrocarburos generados directamente del kerógeno), 5-pico S_3 (mg CO_2 , medido desde los 300 °C hasta los 390 °C, representa la cantidad de CO y CO_2 generado por la pirólisis de los compuestos que contienen oxígeno presentes en el kerógeno), 6-pico S_4 (mg CO y mg CO_2 , medido desde los 400 °C hasta los 600 °C, representa los componentes de CO y CO_2 presentes en el carbono orgánico residual luego de la pirólisis de la muestra), 7-pico S_5 (mg CO_2 , medido desde los 650 °C hasta los 850 °C, representa el CO_2 derivado de la descomposición de los minerales de carbonatos presentes en la muestra luego de la pirólisis), y 8-temperatura máxima (T_{max} , °C, temperatura máxima alcanzada por la muestras dentro del horno de pirólisis durante el periodo de máxima generación de hidrocarburos) (Fig. 4.8).

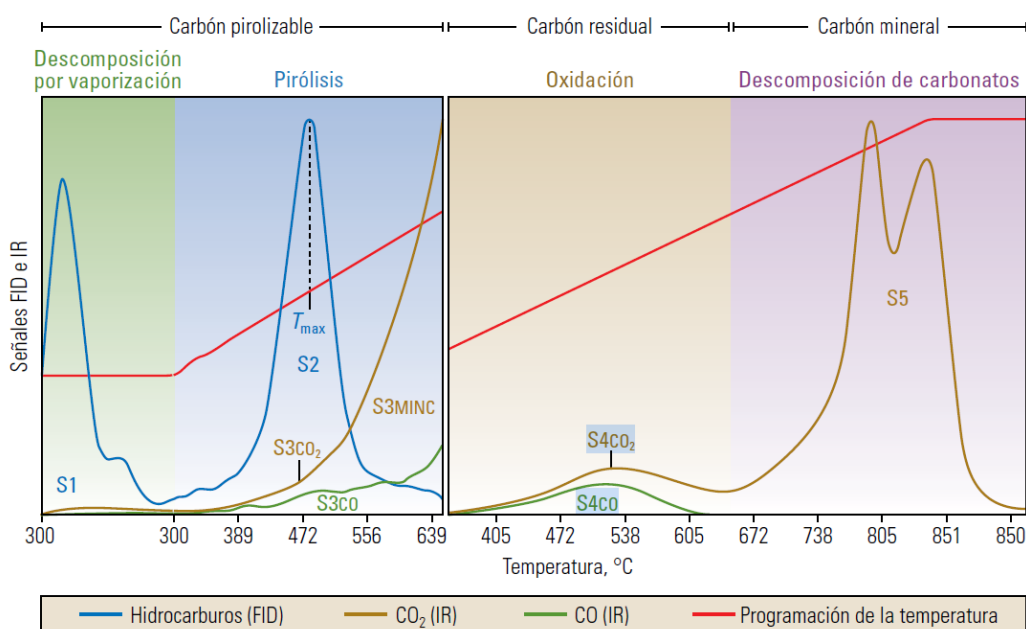


Figura 4.8. Principales parámetros resultantes de la aplicación de la técnica de Pirólisis Rock Eval. (modificado de McCarthy et al., 2011).

En este trabajo la técnica de Pirólisis Rock Eval se aplicó a 124 muestras de roca pulverizada en el laboratorio de Geoquímica del CIGA de la UAdeC, con el equipo Rock-Eval modelo 6 turbo y un analizador rock-eval™ 6 en el Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Lausana en Suiza (Fig. 4.9). El análisis fue realizado siguiendo el procedimiento descrito por Behar et al. (2001), el cual consiste en un calentamiento por etapas que inicia en 25°C y finaliza al alcanzar 500°C, con una tasa de calentamiento de 25°C/minuto. El CO y CO₂ liberado fueron monitoreados y detectados por los diferentes picos a distintas temperaturas. Las mediciones fueron calibradas usando el estándar IFP 160000.

Con los parámetros obtenidos se calcularon los índices de oxígeno y de hidrógeno (OI e HI, respectivamente), de la siguiente manera:

$$OI = S_3 \times 100 / TOC \text{ (mg CO}_2 \text{ / g TOC)}$$

$$HI = S_2 \times 100 / TOC \text{ (mg HC / g TOC, HC = hidrocarburos)}$$

Los valores de OI, HI y T_{max} fueron utilizados para determinar el tipo de kerógeno y el grado de madurez de la materia orgánica presente en las muestras (Espitalié et al., 1985). Para ello, se consideraron únicamente las muestras con valores de TOC mayor o igual a 0.2%.



Figura 4.9. Equipo Rock Eval modelo 6 turbo usado para caracterizar la materia orgánica de las muestras analizadas en este trabajo.

4.2.2.4. Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente

La espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente es una variante altamente sensible de las técnicas de análisis por espectrometría de masas. Esta técnica, permite el análisis inorgánico elemental e isotópico y cuantifica la mayoría de los elementos de la tabla periódica presentes en una muestra, ya sea líquida o sólida (Taylor, 2001). Esta técnica se compone de dos fases: la primera consiste en la generación de iones (plasma acoplado inductivamente), lo cual se logra mediante la transformación de la muestra a un aerosol y su interacción con un flujo de gas argón en un campo magnético oscilante; y la segunda en la separación y detección de los iones (espectrómetro de masas) durante su paso a través de una interfase de vacío y diferentes lentes iónicas. Los iones se separan de acuerdo con su carga y masa y son medidos por el detector. La abundancia de los diferentes elementos es cuantificada por el equipo (Zhang y Wang, 2001, Van Lichtervelde et al., 2008; Skurzyński et al., 2020). A diferencia de otras técnicas, esta permite determinar con precisión la concentración de varios elementos químicos al mismo tiempo, empleando bajos límites de detección.

Para el desarrollo de este trabajo, esta técnica se aplicó a 137 muestras de roca pulverizada. Las muestras fueron analizadas en Activation Laboratories Limited (Actlabs), en Ontario (Canadá), por medio del espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex Elan 6100 (Figura 4.10), el cual tiene un límite inferior de detección igual a 0.001 ppm/0.01%. La técnica inició con la dilución de 0.5 g de muestra en agua regia ($\text{HNO}_3 + \text{HCl}$, 1:3 a 90°C) durante 2 horas. Posteriormente, la solución fue diluida y analizada con el uso del espectrómetro. Un “blanco” y una muestra de control interna se analizaron cada 30 muestras. Además, un duplicado fue analizado cada 15 muestras. Como estándares para la calibración del equipo se utilizaron diferentes materiales de referencia certificados internacionalmente (USGS GXR-1, GXR-2, GXR-4 y GXR-6). Con la aplicación de esta técnica se obtuvo la concentración de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , MgO , y Zr , así como de los elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V, Mo y Mn) y a variaciones de productividad marina (Ni, Cu, y Cd) (Brumsack, 2006; Tribovillard et al., 2006, 2012; Algeo y Tribovillard, 2009; Algeo et al., 2012).



Figura 4.10. Espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex Elan 6100 utilizado para determinar la composición química de las muestras analizadas en este trabajo.

Las concentraciones de Al, Ca, K y Na fueron utilizadas para calcular el valor del Índice de Alteración Química (CIA, por sus siglas en inglés), el cual es indicador del grado alteración química sufrida por la roca fuente. Este se calculó usando la ecuación propuesta por [Nesbitt y Young \(1982\)](#):

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

En esta ecuación, todas las concentraciones están expresadas en proporción molar, donde CaO* representa el CaO asociado a la fracción detrítica. Debido a la presencia de carbonatos (calcita) y siguiendo la recomendación de [McLennan \(1993\)](#), en este estudio se asumió que la concentración molar de CaO* era igual a la concentración molar de Na₂O. Los valores de CIA fueron interpretados como indicadores de condiciones climáticas, considerando los siguientes intervalos: 80–100, clima caliente y húmedo; 70–80, clima cálido y húmedo, y 50–70, clima frío y/o árido ([Nesbitt y Young, 1982](#); [Fedo et al., 1995, 1997](#); [Yan et al., 2010](#); [Nuñez-Useche et al., 2020](#)).

Las concentraciones de los elementos traza fueron normalizadas con la concentración de zirconio (Zr), con el fin de retirar el efecto de dilución producido por el aporte variable de material detrítico. El zirconio es un indicador de la fracción detrítica de los sedimentos cuya

concentración es inmóvil durante los procesos biológicos y diagenéticos (Van der Weijden, 2002; Tribovillard et al., 2006). Adicionalmente, se calculó el factor de enriquecimiento de cada elemento traza (X_{EF}) con relación a la lutita promedio (*average shale*, Turekian y Wedepohl, 1961) usando la ecuación propuesta por Brumsack (2006):

$$X_{EF} = (\text{Elemento/Zr})_{\text{muestra}} / (\text{Elemento/Zr})_{\text{lutita promedio}}$$

Valores de factor de enriquecimiento menores a 1 indican que el elemento está empobrecido en la muestra con respecto a la lutita promedio, mientras que valores mayores a 1 indican enriquecimiento de este elemento en la muestra con respecto a dicho material de referencia. Valores de 3 a 10 corresponden a un enriquecimiento moderado, mientras que valores mayores a 10 representan un enriquecimiento significativo (Tribovillard et al., 2006).

Finalmente, se calculó la relación U/Th, la cual es sensible a la concentración de oxígeno en el fondo marino. En condiciones reductoras, el U es removido de la columna de agua y es precipitado en el sedimento, por lo que se genera un enriquecimiento en las facies sedimentarias (Algeo y Tribovillard et al., 2009; Tribovillard et al., 2009; Tribovillard et al., 2012). El Th es un elemento inmóvil e insoluble en agua, y es concentrado en minerales residuales. De acuerdo con esto, los valores en la relación U/Th menores a 0.75 corresponden a niveles oxigenados, aquellos entre 0.75–1.25 a condiciones disóxicas, y valores mayores que 1.25 son típicos de regímenes anóxicos (Jones y Manning, 1994; Enciso-Cárdenas et al., 2021).

4.2.2.5. Espectrometría de masas de relaciones isotópicas

La espectrometría de masas de relaciones isotópicas es una técnica que consiste en la separación de los átomos que componen mezclas isotópicas, esto debido a la diferencia de masa atómica y frecuencia vibracional. Esta técnica determina las relaciones isotópicas de determinados elementos en una muestra, es decir, la abundancia absoluta de cada una de las especies isotópicas presentes (Hoefs y Hoefs., 2009; Sharp, 2017).

En este trabajo el análisis de la composición isotópica de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) fue realizado a 103 muestras distribuidas a lo largo de la sucesión. Las muestras pulverizadas fueron analizadas con el espectrómetro de masas de relaciones isotópicas Thermo Finnigan Delta V Advantage del *Jackson School of Geosciences*, en la Universidad

de Texas, Estados Unidos (Fig. 4.11). El análisis se realizó siguiendo el procedimiento descrito por Révész y Landwehr (2002). Los resultados fueron reportados en notación delta (δ) con desviación per mil (‰) relativa al estándar Vienna-Pee Dee belemnite (VPDB).



Figura 4.11. Espectrómetro de masas de relaciones isotópicas ThermoFinnigan Delta V utilizado para determinar la composición isotópica de carbono de la materia orgánica de las muestras analizadas en este trabajo.

4.2.3. INTEGRACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los resultados de la etapa anterior se integraron y se analizaron para construir un modelo de las condiciones paleoambientales que se desarrollaron durante el Cenomaniano–Turoniano, en la Cuenca de Sabinas, y evaluar el potencial de la Formación Eagle Ford como roca generadora de hidrocarburos.

4.2.3.1. Integración y comparación de datos

Para la elaboración del modelo de evolución de condiciones paleoambientales se consideraron las características sedimentológicas, la variación vertical de microfacies, así como los cambios en la composición mineral y geoquímica. En particular, las condiciones que se reconstruyeron fueron: sitio de depósito, condiciones climáticas, grado de meteorización, y condiciones de oxigenación y productividad. Esto se realizó de forma general para todo el lapso de depósito, así como para otros lapsos clave identificados, incluyendo al OAE 2 y el LTCE. Los datos y las interpretaciones paleoambientales obtenidas

fueron comparadas con las de otros registros coetáneos en México (Cuenca de Parras, [Duque-Botero et al., 2009](#), Cuenca de Tampico-Misantla, [Núñez-Useche et al., 2016](#), Cuenca de Huayacocotla, [Colin-Rodríguez et al., en preparación](#), y plataforma Guerrero-Morelos, [Bomou et al., 2019](#)), el sur de Texas (núcleos de los pozos Innes-1, Shell Iona-1 y Well “X”, [Eldrett et al., 2017](#)) y el Atlántico ecuatorial norte (Demerara Rise-Surinam, sitios 1260 y 1261, [Eldrett et al., 2017](#)), con el fin de obtener una visión regional y global de la evolución de las condiciones paleoambientales durante el Cenomaniano–Turoniano, para así identificar los mecanismos globales/regionales que forzaron los principales cambios.

4.2.3.2. Evaluación de potencial como roca generadora

La evaluación del potencial de generación de hidrocarburos de las rocas de la Formación Eagle Ford se basó en los valores del análisis de Pirólisis Rock Eval. En primer lugar, se evaluó el tipo de materia orgánica considerando el diagrama de Van krevelen, el grado de alteración de la materia orgánica se estimó considerando el grado de correlación entre el Índice de Hidrogeno y el TOC, y finalmente el grado de madurez termal de la materia orgánica en base al T_{max} y el Índice de Hidrogeno ([Charbonnier et al, 2020](#); [Enciso-Cárdenas et al., 2021](#)).



RESULTADOS
CAPÍTULO V

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2
en la cuenca de Sabinas, noreste de México

Nov. 04/2019

5 RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados de cada una de las técnicas aplicadas en esta investigación. De esta forma se presentan los datos obtenidos producto de los estudios sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos. Estos datos representan la base del análisis y la interpretación tanto de las condiciones paleoambientales que ocurrieron durante el depósito de la Formación Eagle Ford en la cuenca de Sabinas como del potencial de esta unidad como roca generadora de hidrocarburos.

5.1 CARACTERIZACIÓN DEL NÚCLEO

Se describieron 191 m del núcleo IRME-2 caracterizados como una sucesión pelágica compuesta principalmente de lutita, caliza y bentonita. Dentro de este intervalo se identificaron las unidades: Caliza Buda (298.64–318 m, espesor: 20.36 m), el Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford (209.70–298.64 m, espesor: 88.94 m) y parte del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford (123.5–209.70 m, espesor: 86.2 m). Los contactos entre estas formaciones son concordantes y transicionales.

5.1.1 Caliza Buda

Esta unidad está compuesta por caliza masiva intercalada con algunas capas de lutita calcárea carbonosa laminada (Figs. 5.1 y 5.8). Las calizas se presentan en estratos que varían de 60 cm a 4 m, con textura mudstone/packstone, color claro (N7), e índice de bioturbación que varía entre 2 y 3, el cual aumenta hacia el tope de la formación, llegando a ser igual a 4. Las galerías con orientación horizontal predominan dentro de esta formación y muestran un patrón de color DOL (Dark on Light), sin embargo, ocasionalmente se encuentran galerías con orientación subhorizontal y vertical. El fósil traza *Zoophycos* se presenta en las rocas de esta unidad. Las capas de lutita varían en espesores que van de 0.5 a 7 cm, con textura mudstone, color negro (N1), e índice de bioturbación entre 2 y 4. Además, contienen pirita en forma de granos diseminados y nódulos.

La presencia de estilolitos es un rasgo frecuente dentro de esta formación. En algunos intervalos la aglomeración de estas estructuras provoca una fábrica nodular. Otras estructuras diagenéticas muy comunes en esta formación son las fracturas rellenas de calcita y pirita. Hacia la cima aumenta la abundancia de restos de roveacrínidos (equinodermos pelágicos),

e inocerámidos. La mayor abundancia de estos componentes se encuentra justo antes del contacto con la Formación Eagle Ford.

CALIZA BUDA

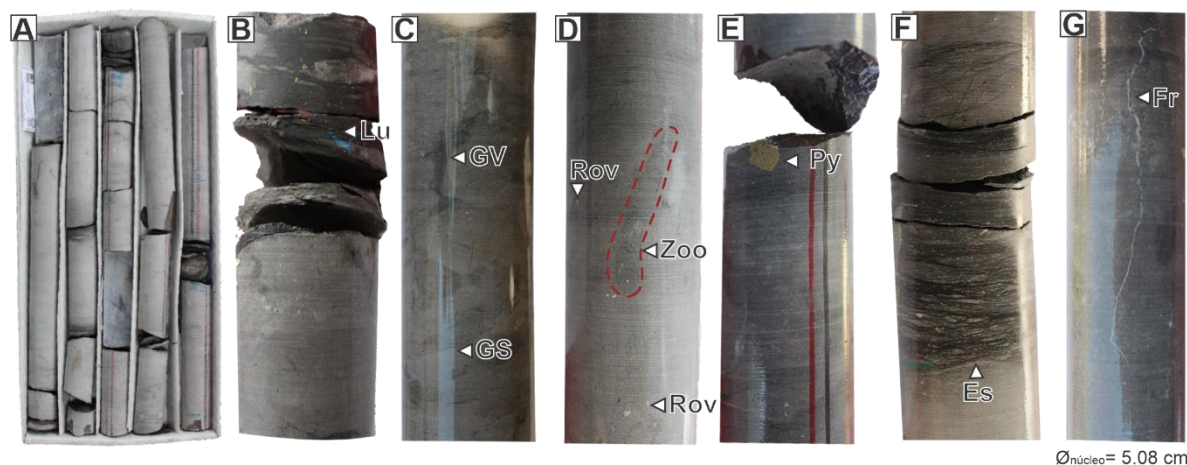


Figura 5.1. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos de la Caliza Buda: A-Caliza intercalada con algunas capas de lutita, B-Lutita calcárea carbonosa, C-Galerías verticales y subhorizontales con patrón de coloración DOL (Dark on Light) dentro de la formación, D-Fósil traza Zoophycos y fragmentos de roveacrínidos, E-Nódulo de Pirita, F-Fabrica nodular producida por enjambres de estilolitos, G-Fractura rellena de calcita. Lu: lutita, GV:galería vertical, Rov:Roveacrínido, Zoo: Zoophycos, Py: pirita, Es: estilolito, Fr: fractura rellena de calcita.

5.1.2 Formación Eagle Ford

5.1.2.1 Miembro Inferior

El miembro inferior de la Formación Eagle Ford consiste en capas de caliza intercaladas con abundante lutita calcárea carbonosa y comunes horizontes de bentonita (Figs. 5.2 y 5.8). La caliza presenta laminación plano-paralela, además, estratos con espesores que varían de 10 a 50 cm, textura wackestone/packstone, color morado pálido (5P 6/2), e índice de bioturbación igual a 0. Las capas de lutita varían en espesores desde 30 cm hasta 9 m, estructura masiva, textura mudstone, color negro (N1), e índice de bioturbación que varía entre 0 y 2. Las galerías horizontales predominan en este miembro, y muestran un patrón de color DOL (Dark on Light), aumentando en abundancia hacia el contacto con el Miembro Superior de la formación. La laminación en las capas de lutita se hace más notoria hacia la cima del miembro. La pirita se encuentra dispuesta en forma de granos diseminados y en laminas delgadas que alcanzan espesores de 5 mm, en algunos intervalos se encuentra relleno

galerías y, en ocasiones, reemplaza la concha de algunos organismos. La bentonita presenta color gris claro (10Y 8/2) y espesores que oscilan entre 1 y 20 cm.

Los macrofósiles más frecuentes en este miembro son los inocerámidos, los cuales son más comunes en los primeros metros del miembro inferior. La abundancia de estos organismos disminuye progresivamente hacia el contacto con el Miembro Superior. Es común encontrar estructuras sedimentarias, tales como laminación cruzada, laminación ondulada, slumps, calcos de carga, contactos erosivos, y estructuras en flama. Aparecen también fracturas rellenas de calcita con una orientación perpendicular a la estratificación y, en ocasiones, formando sigmoides.



Figura 5.2. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford: **A**-Intercalación de caliza y lutita, **B**-Laminación plano-paralela, note la alternancia de láminas claras y oscuras, **C**-Lutita carbonosa con láminas de pirita, **D**-Láminas de pirita, **E**-Horizonte de bentonita, **F**-Fractura rellena de calcita. LOC: laminas claras y oscuras, Py: pirita, Ben: bentonita, Fr: fractura rellena de calcita.

5.1.2.2 Miembro Superior

El Miembro Superior de la Formación Eagle Ford está compuesto por caliza intercalada con comunes capas de lutita y horizontes de bentonita (Fig. 5.3 y 5.8). La caliza aparece en estratos con espesores que varían entre 20 cm y 1.40 m, presentan laminación, color rojo pálido violeta (5RP 6/2), e índice de bioturbación que oscila entre 2 y 3. Predominan las galerías horizontales con un patrón de coloración LOD (Light on Dark). Las capas de caliza están intercaladas con lutita calcárea carbonosa con laminación plano-paralela (alternancia

de láminas claras y oscuras). Estas tienen espesores que varían entre 30 cm y 9 m, color negro (N1), índice de bioturbación que varía entre 0 y 3, y galerías con orientación horizontal y patrón de coloración LOD (Light on Dark). Existen intervalos de aproximadamente 4 cm en los que la abundante bioturbación ha borrado por completo las estructuras iniciales de la roca.

MIEMBRO SUPERIOR FORMACIÓN EAGLE FORD

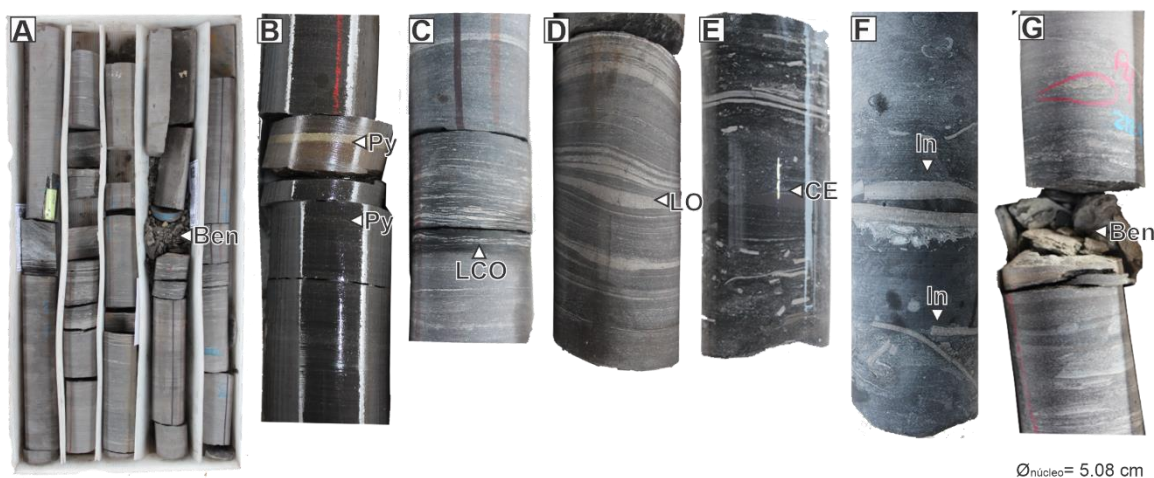


Figura 5.3. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford: **A**-Intercalaciones de caliza y lutita, **B**-Lutita con lámina de pirita, **C**-Laminación con patrón de color claro oscuro, **D**-Laminación ondulada, **E**-Contacto erosivo, **F**-Conchas de inocerámidos, **G**-Capa de bentonita. Ben: bentonita, Py: pirita, LCO: láminas claras y oscuras, LO: laminación ondulada, CE: contacto erosivo, In: inocerámido.

Hacia la base del miembro hay poca abundancia de macrofósiles, lo cual cambia en el intervalo 171–164 m, donde existe una gran acumulación de organismos depositados de forma paralela a la laminación. En algunos niveles, se observan algunas conchas que generaron poros de sombrilla cementados por esparita. La pirita se encuentra en forma de abundantes nódulos que varían de 1.5 a 3 cm de diámetro, y láminas muy comunes con espesor de hasta 2 cm. El Miembro Superior de la Formación Eagle Ford presenta comunes intercalaciones de bentonita de color gris claro (10Y 8/2), con espesores que varían de 4 a 10 cm. Dentro de este miembro, es común observar estructuras sedimentarias como laminación ondulada, lentes de arenisca, y contactos erosivos, así como intraclastos con diámetro de hasta 0.8 mm.

5.2 MICROFACIES TIPO

El análisis de microfacies de las láminas delgadas estudiadas permitió determinar cuatro diferentes microfacies tipo (MF-1, Caliza Buda; y MF-2–MF-4, Formación Eagle Ford) a lo largo del registro sedimentario estudiado (Figs. 5.4 a 5.8). Cada una de estas microfacies representa condiciones paleo ambientales específicas.

5.2.1 MF-1 Packstone/wackestone de calciesferas y roveacrínidos

Esta microfacies se caracteriza por una textura packstone/wackestone y la ocurrencia de abundantes calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos, comunes a raros restos de roveacrínidos, y raros foraminíferos bentónicos (Fig. 5.4). Los roveacrínidos se encuentran principalmente fragmentados y en diferentes cortes, lo que da lugar a diferentes tamaños. La matriz de esta microfacies está formada por micrita de color gris oscuro medio (N4). Además, muestra una escasa bioturbación (índice de bioturbación igual a 1). Un rasgo usual en esta microfacies es la presencia de estilolitos que se encuentran parcialmente dolomitizados. La microfacies MF-1 es la principal en el tope de la Caliza Buda.

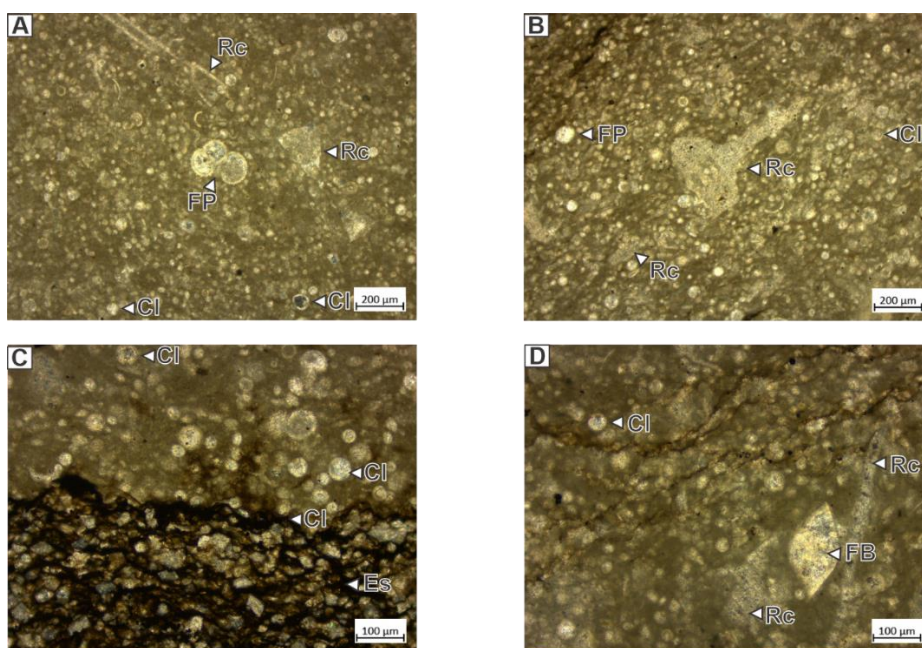


Figura 5.4. Fotomicrografías de la microfacies MF-1 packstone/wackestone de calciesferas y roveacrínidos. **A**-Packstone de calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos y restos de roveacrínidos y raros foraminíferos bentónicos, **B**-Packstone de abundantes calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos, escasos roveacrínido, **C**-Packstone de abundantes calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos y raros restos de roveacrínidos, **D**-Packstone de abundantes calciesferas, comunes restos de roveacrínidos, escasos foraminíferos planctónicos y raros radiolarios y restos de peces. FP: foraminífero planctónico, Rc: roveacrínido, Cl: calciesfera, Es: estilolito, FB: foraminífero bentónico.

5.2.2 MF-2 Wackestone de foraminíferos planctónicos

Esta microfacies se caracteriza por una textura wackestone, fabrica laminada, y es dominada por abundantes foraminíferos planctónicos, comunes a escasas calciesferas y raros inocerámidos (Fig. 5.5). Los foraminíferos planctónicos presentan formas simples principalmente trocoespirales, globulares y biseriales. La matriz de esta microfacies es micrítica color negro (N1). La bioturbación es baja a nula (índice de bioturbación igual 0 a 1). Los inocerámidos identificados se encuentran dispuestos de forma paralela a la laminación. Esta microfacies es principalmente asociada a las intercalaciones de lutita del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford.

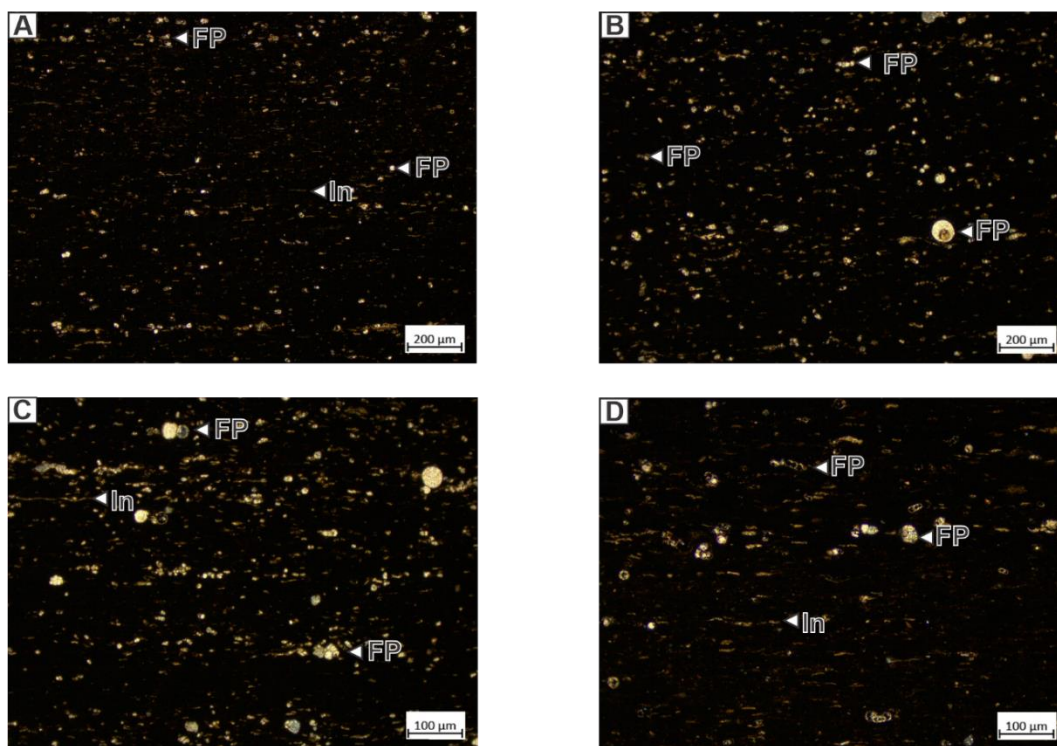


Figura 5.5. Fotomicrografías de la microfacies MF-2 wackestone de foraminíferos planctónicos. *A*-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos, muy comunes calciesferas y raros inocerámidos, *B*-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos y comunes inocerámidos, *C*-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos y comunes inocerámidos, *D*-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos y comunes inocerámidos. FP: foraminífero planctónico, In: inocerámido.

5.2.3 MF-3 Packstone/wackestone de foraminíferos planctónicos y fragmentos de inocerámidos

Esta microfacies se caracteriza por una textura packstone/wackestone, fabrica laminada, abundantes foraminíferos planctónicos, escasos radiolarios e inocerámidos, y raros restos de

peces (Fig. 5.6). El espesor de la laminación es variable, y las láminas se identifican principalmente por su cambio textural. Los foraminíferos planctónicos se presentan con tamaños mayores, en comparación con la MF-2, aunque se mantienen las formas simples (trocoespirales, globulares y biseriales). La matriz presenta color negro (N1) y bioturbación baja (índice de bioturbación 1 a 2). Algunas de las muestras de esta microfacies muestran procesos diagenéticos, como neomorfismo de la matriz. Esta microfacies se asocia a las intercalaciones de calizas de la Formación Eagle Ford.

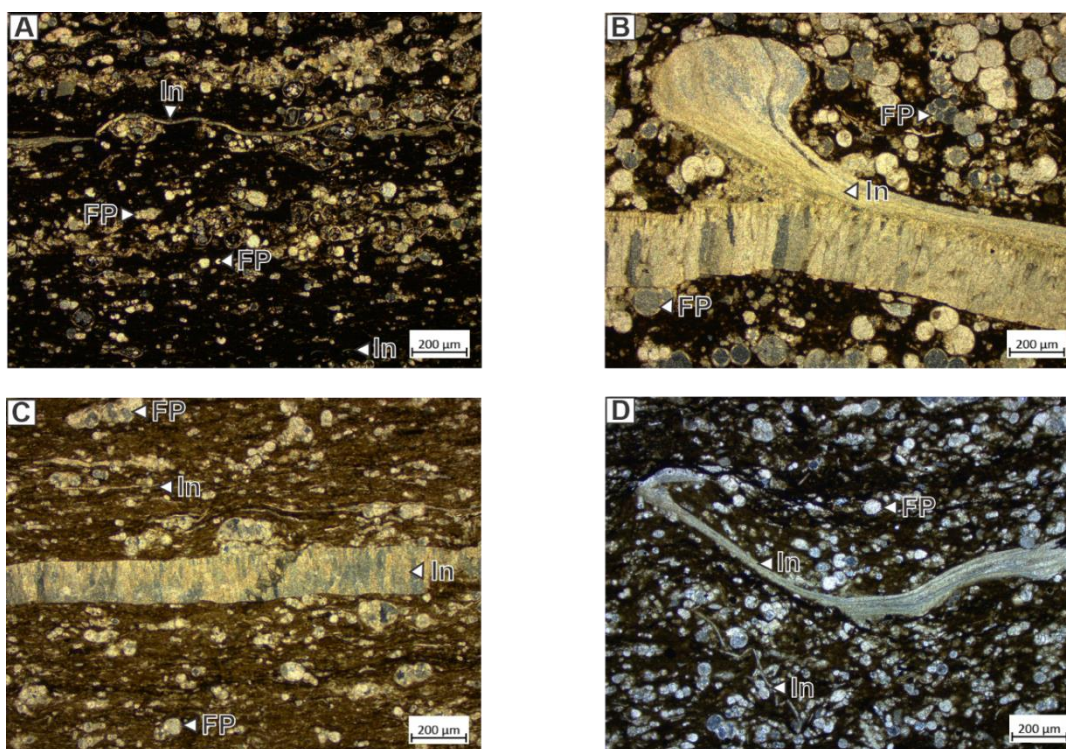


Figura 5.6. Fotomicrografías de la microfacies MF-3 packstone/wackestone de foraminíferos planctónicos y fragmentos de inocerámidos. A-Wackestone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes calciesferas y raros inocerámidos, B-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos y escasos inocerámidos, C-Packstone de abundantes inocerámidos y muy comunes foraminíferos planctónicos, D-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, muy comunes inocerámidos y escasos radiolarios. FP: foraminífero planctónico, In: inocerámido.

5.2.4 MF-4 Packstone de foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos

Esta microfacies se caracteriza por una textura packstone y está compuesta por muy comunes foraminíferos planctónicos, comunes inocerámidos, y raros radiolarios y foraminíferos bentónicos (Fig. 5.7). Los foraminíferos planctónicos muestran formas simples (trocoespirales, globulares y biseriales) y mayor tamaño en comparación con las MF-2. Los

radiolarios generalmente se encuentran calcitizados, presentan tamaño variable, con espinas bien desarrolladas y conservadas. La matriz de esta microfacies tiene un color café amarillento oscuro (10YR 4/2) y bioturbación poco común (índice de bioturbación 2). Esta microfacies está relacionada con el intervalo de transición entre los miembros Inferior y Superior de la Formación Eagle Ford.

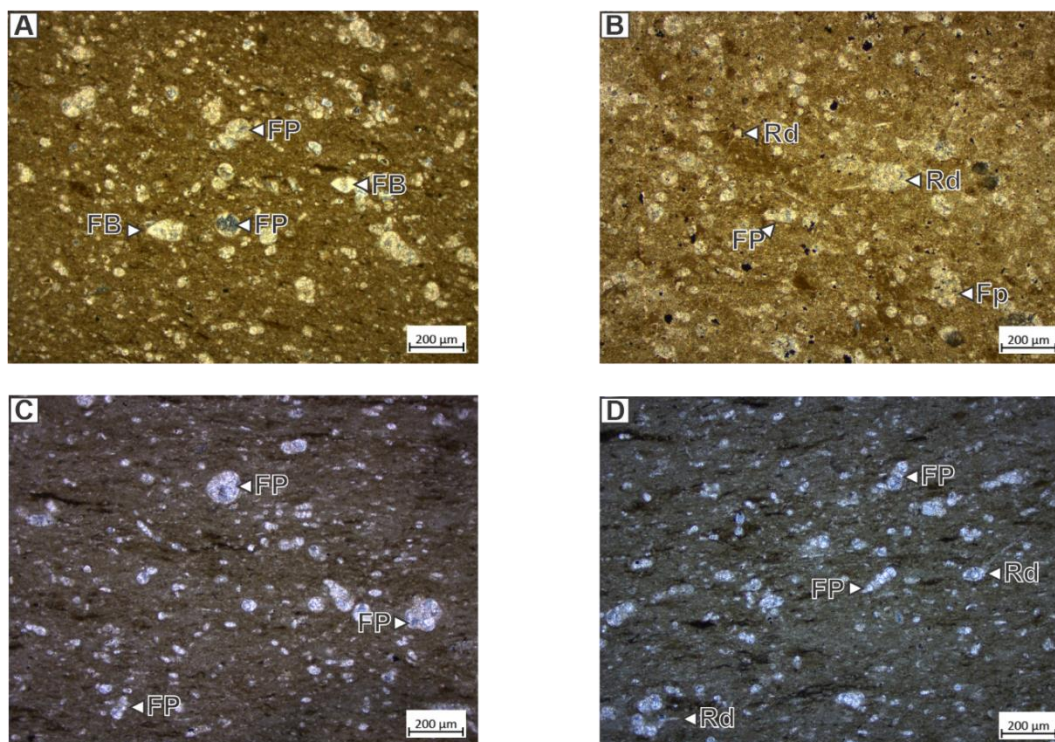


Figura 5.7. Fotomicrografías de la microfacies MF-4, Packstone de foraminíferos planctónicos y bentónicos. **A**-Packstone de muy comunes foraminíferos planctónicos, comunes fragmentos de equinodermos, raros foraminíferos bentónicos y escasos inocerámidos, **B**-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes radiolarios y escasos inocerámidos, **C**-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes radiolarios y escasos intraclastos de abundantes foraminíferos planctónicos y escasos inocerámidos, **D**-Packstone de abundantes foraminíferos planctónicos, comunes radiolarios y escasos intraclastos de abundantes foraminíferos planctónicos y escasos inocerámidos. FB: foraminífero bentónico, FP: foraminífero planctónico, RD: radiolario.

5.3 DETERMINACIONES MICROPALAEONTOLÓGICAS

De acuerdo con los esquemas de biozonación para regiones tropicales-subtropicales de Robaszynki y Caron (1995) y Anthonissen y Ogg (2012), la sucesión de especies de foraminíferos planctónicos del núcleo IRME-2 pertenece al Cretácico Superior (Cenomaniano–Coniaciano) (Fig. 5.8). Los microfósiles se observaron con preservación que varía de mala a regular.

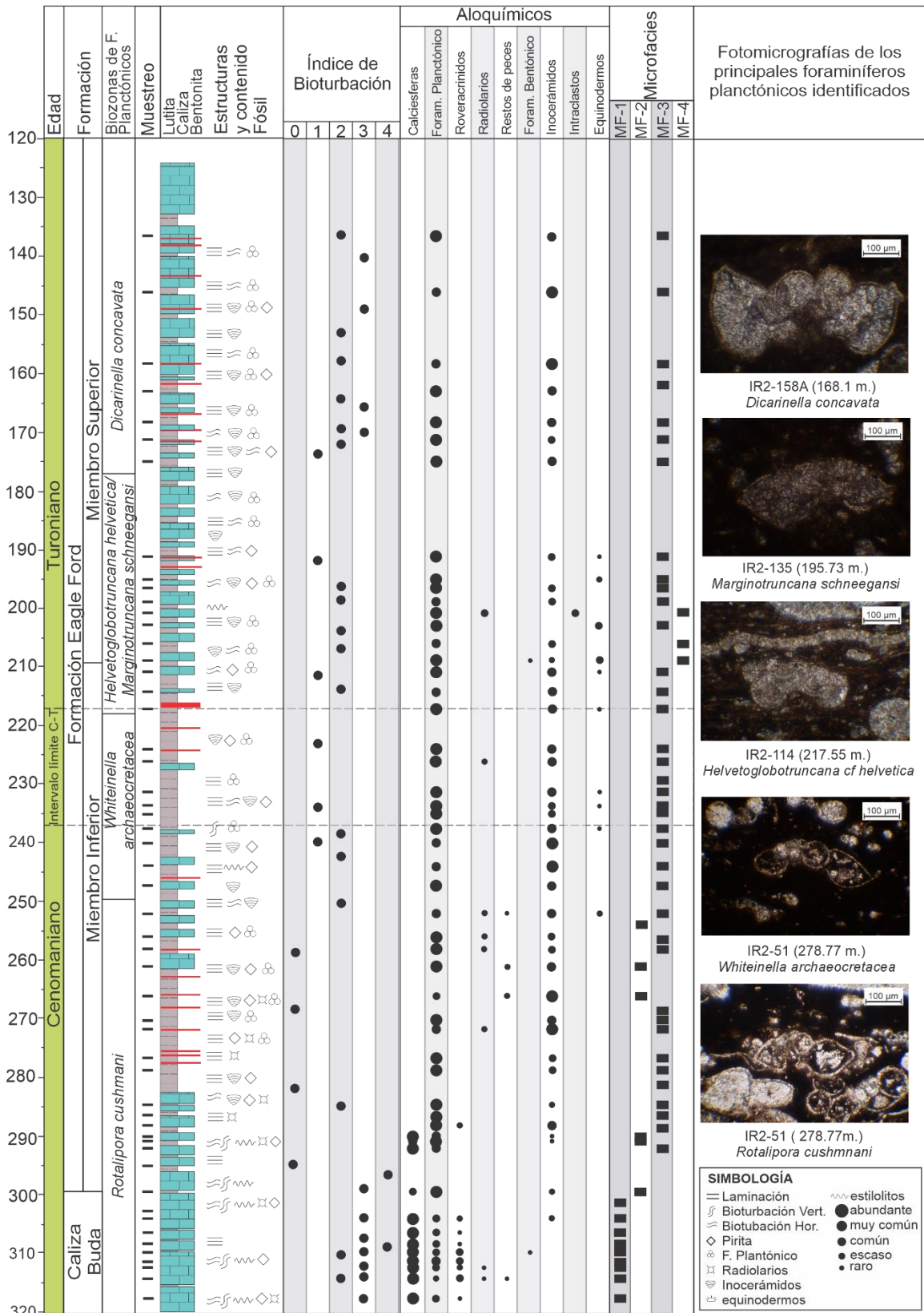


Figura 5.8. Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado del núcleo IRME-2. Se muestra también la variación vertical del índice de bioturbación y las microfacies, así como la distribución de la edad, las biozonas de foraminíferos planctónicos y fotomicrografías de las principales ocurrencias de éstos.

En los primeros 18 m (IR2-2 a IR2-20), la presencia de microfósiles incluye abundantes calcisferúlidos entre los que destacan los géneros *Bonetocardiella* (Dufour) y *Pithonella* (Lorenz). Por otra parte, el registro de foraminíferos planctónicos se encuentra representado principalmente por *Favusella* (Michael), *Muricohedbergella* (Huber y Leckie) y *Thalmaninella* (Sigal). A partir de los 298.53 m, los foraminíferos planctónicos representan el grupo dominante y se encuentran representados por *Thalmaninella appenninica* (Renz) (IR2-9, 310.85 m), *Thalmaninella brotzeni* (Sigal) (IR2-17, 304 m), *Whiteinella baltica* (Douglas y Rankin) (IR2-39, 289.8 m), *Whiteinella archaeocretacea* (Pesagno) (IR2-51, 278.77 m), *Rotalipora cushmani* (Morrow) (IR2-51, 278.77 m), *Whiteinella britonensis* (Loeblich y Tappan) (IR2-77, 258.44 m), y *Helveoglobo truncana praehelvetica* (Trujillo) (IR2-087, 247.83 m). Esta asociación es característica de la parte media a superior del Cenomaniano, Biozona *Rotalipora cushmani*.

Posteriormente entre los 247 y 217 m, se registró una asociación en la que prevalece la presencia de *Whiteinella* spp., (IR2-83), *Praeglobo truncana* spp (IR2-087), y *Dicarinella* spp. Entre las especies de estos dos últimos géneros destacan *Praeglobo truncana algeriana* (Caron) (IR2-95) y *D. hagni* (Scheibnerova) (IR2-107). Además, este intervalo registra la primera ocurrencia del género *Marginotruncana* (Hofker), así como la presencia de heterohelcídicos. Esta asociación sugiere que el intervalo podría corresponder a la Biozona *Whiteinella archaeocretacea* del Cenomaniano superior–Turoniano inferior, dada la ausencia de ejemplares de *Rotalipora* Brotzen y de ejemplares de la especie *Helvetoglobo truncana helvetica* (Bolli).

En el intervalo 217.55–177.42 m se observó una asociación característica del Turoniano, que se infiere por la primera ocurrencia de *Helvetoglobo truncana helvetica* (IR2-114) y *Archeoglobigerina cretacea* (Pesagno) (IR2-134), especies que se observaron de forma escasa. En cambio, con mayor frecuencia se observaron ejemplares de *H. praehelvetica*, *Whiteinella* spp., *Dicarinella* spp., y de *Marginotruncana* spp.; este último género principalmente representado por *M. paraconavata* (Porthault) (IR2123A), *M. schneegansi* (Sigal) (IR2-123A) y *M. renzi* (Gandolfi) (IR2-135). Este intervalo corresponde a las biozonas *Helvetoglobo truncana helvetica* y *Marginotruncana schneegansi*.

De manera preliminar se infiere que el intervalo límite Cenomaniano–Turoniano puede encontrarse entre las muestras IR2-095 y IR2-114 (237.40–217.94 m), entre la primera ocurrencia de *Marginotruncana* spp., (IR2-095) y la primera ocurrencia de *H. cf. helvetica* (IR2-114); este último bioevento se considera indicador de la parte inferior del Turoniano (Keller y Pardo, 2004; Huber y Petrizzo, 2014; Falzoni et al., 2017; Huber et al., 2017), porque se registra por encima de la primera ocurrencia de la especie del grupo de amonoides *Watinoceras devonense* que define el límite la base del Turoniano en la Sección estratotipo y punto de límite global, Pueblo, Colorado, Estados Unidos (Keller y Pardo, 2004; Kennedy et al., 2005).

Por último, se considera que el intervalo entre 175.77 y 137 m representa la parte superior del Turoniano–Coniaciano debido al registro de la primera ocurrencia de *Dicarinella concavata* (Brotzen) (IR2-152), junto con la presencia frecuente de especies de los géneros *Marginotruncana* (Hofker) y *Dicarinella* (Porthault). Este intervalo representa la Biozona *Dicarinella concavata*.

5.4 COMPOSICIÓN MINERAL

Los sedimentos del núcleo IRME-2 están dominados por calcita (37.9–97.5%), cuarzo (1.9–33%) y plagioclasa (2.8–32%), con intermitente presencia de feldespato potásico (0.2–3.1%) y filosilicatos (0.3–23.5%), y pequeñas cantidades de pirita (0.1–6.8%) (Fig. 5.9). El contenido de calcita se mantiene constante a lo largo de todo el intervalo estudiado, a excepción de tres intervalos (295.88–284.8 m, 227.66–224.2 m, y 217.94–215.2 m) en donde su concentración disminuye. El contenido de cuarzo muestra un comportamiento opuesto al de la calcita, con altas concentraciones en los intervalos de caída de la calcita. En los primeros metros del intervalo estudiado, la concentración de plagioclasa es nula, sin embargo, aumenta en la parte superior (210–137 m). El contenido de pirita es uniforme, excepto por un pico de fuerte incremento en el intervalo 266.6–276.74 m. El índice detrítico varía entre 0.03 y 1.58 y sigue una tendencia similar a la del cuarzo, excepto por un pico en el intervalo 199.2–180.05 m.

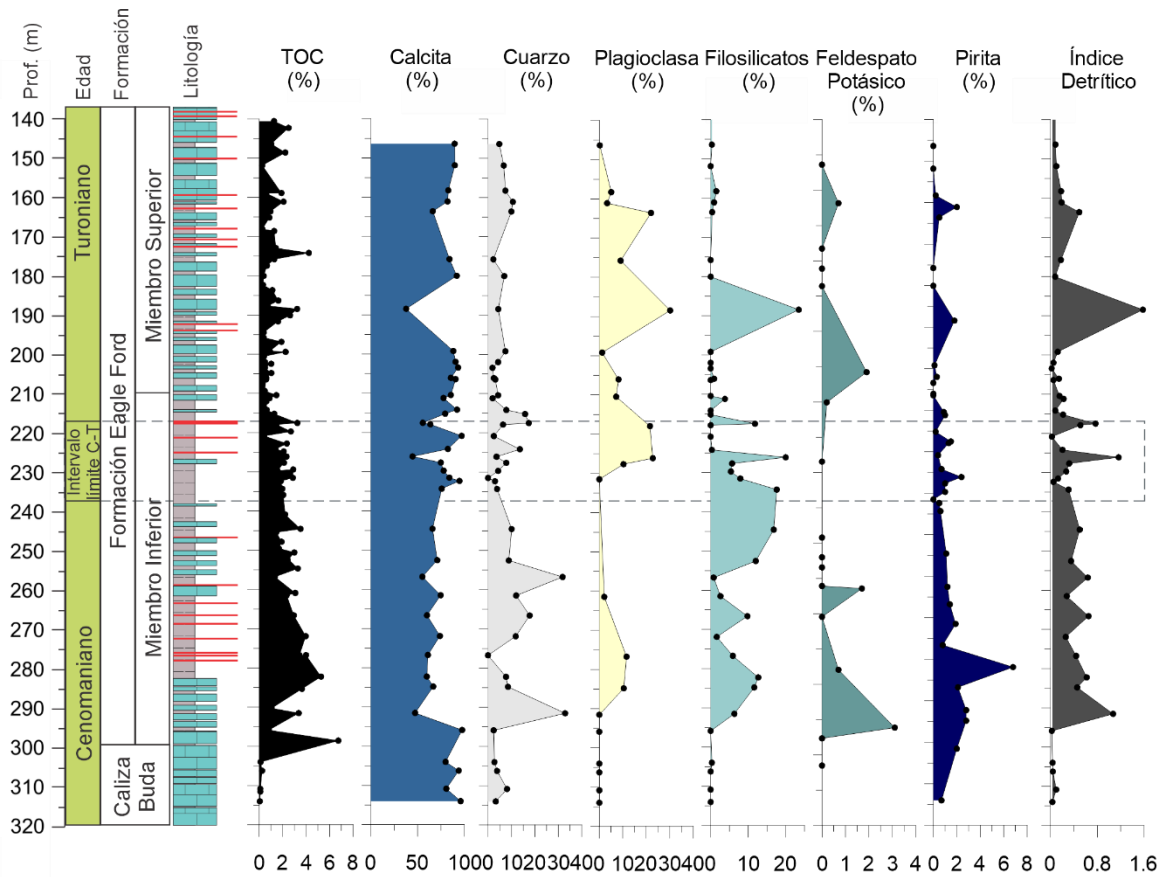


Figura 5.9. Variación de TOC, abundancia de minerales e índice detrítico en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.

5.5 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE CARBONO EN MATERIA ORGÁNICA

Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ registrados en el núcleo IRME-2 varían entre -28.98 y -22.06 ‰ (Fig. 5.10). La curva inicia con una tendencia creciente hasta el nivel 261.5 m, en donde ocurre una fuerte excursión positiva con una amplitud de 4.1‰, desde -26.3‰ hasta -22.2‰. Esta excursión se encuentra entre 260.95 y 258.2 m y corresponde a la parte superior de la biozona de *Rotalipora cushmani*. Luego de esta excursión, entre 258.2 y 234.3 m, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ muestran una tendencia decreciente, variando entre -22.2‰ y -26.56‰. Esta tendencia abarca la parte superior de la biozona de *Rotalipora cushmani* y parte de la biozona de *Whiteinella archaeocretacea*. En el intervalo 234.3–137 m, que se extiende desde la parte superior de la biozona de *Whiteinella archaeocretacea* hasta la biozona de *Dicarinella concavata*, los valores isotópicos se mantienen constantes, a excepción de dos picos

negativos de -27.94‰ y -28.05‰, en 194.45 y 180.05 m respectivamente. Finalmente, la curva tiene otra excursión positiva con una amplitud de -4.75‰, oscilando entre valores de -26.81‰ y -22.06‰, desde 135.17 m hasta el final del intervalo estudiado, dentro de la biozona de *Dicarinella concavata*.

5.6 CONTENIDO, TIPO Y GRADO DE MADURACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA

La Caliza Buda se caracteriza por bajos valores en el contenido de TOC (0.05–0.24%, promedio 0.12%). La materia orgánica de esta unidad presenta valores altos en el Índice de Hidrógeno (44.92–153.38 mg HC/g TOC, promedio 88 mg HC/g TOC) y generalmente moderado a alto Índice de Oxígeno (124.11–689.65 mg HC/g TOC, promedio 365 mg HC/g TOC). Los valores de T_{\max} varían entre 290 y 506 °C, con un promedio de 408 °C; sin embargo, la única muestra con $\text{TOC} \geq 0.2\%$ el valor de T_{\max} es igual a 416 °C (Fig. 5.10). En la Formación Eagle Ford el contenido de TOC varía entre 0.17 y 6.75% (promedio 1.67%). En el Miembro Inferior este parámetro varía entre 0.29 y 6.75% (promedio 2.27%), mientras que en Miembro Superior varía entre 0.17 y 4.24% (promedio 1.01%). En esta unidad la materia orgánica es caracterizada por valores bajos en el Índice de Hidrógeno (10.89–77.58 mg HC/g TOC, promedio 33.26 mg HC/g TOC) y generalmente moderado a alto Índice de Oxígeno (7.11–292.34 mg HC/g TOC, promedio 49.64 mg HC/g TOC). Los valores de T_{\max} varían entre 300 y 603 °C, con un promedio de 446 °C (Fig. 5.10).

A lo largo del intervalo estudiado, la curva de TOC exhibe determinadas tendencias que se describen a continuación. De la cima de la Caliza Buda a la base de la Formación Eagle Ford ocurre un aumento dramático, que alcanza su máximo de 6.75%, en el nivel 298.5 m (biozona de *Rotalipora cushmani*). Mas arriba, los valores decrecen hasta el nivel 260.95 m, coincidiendo con la excursión isotópica positiva de la parte superior de la biozona de *Rotalipora cushmani*. En el intervalo 260.95–234.3 m, los valores se mantienen bajos, pero altamente variables, oscilando entre 0.29–3.53%. Esto ocurre dentro de la tendencia decreciente de los valores isotópicos de carbono que abarca desde la parte superior de la biozona de *Rotalipora cushmani* hasta la biozona de *Whiteinella archaeocretacea*. Desde 234.3 m hasta la cima, los valores de TOC decrecen de forma escalonada, a excepción de

algunos picos significativos en los niveles 217.6 m (TOC: 3.25%), 188.5 m (TOC: 3.22%) y 174.2 m (TOC: 4.23%). En la excursión isotópica que se presenta al final del intervalo los valores de TOC permanecen bajos (TOC: 0.17–1.53%), sin variaciones significativas.

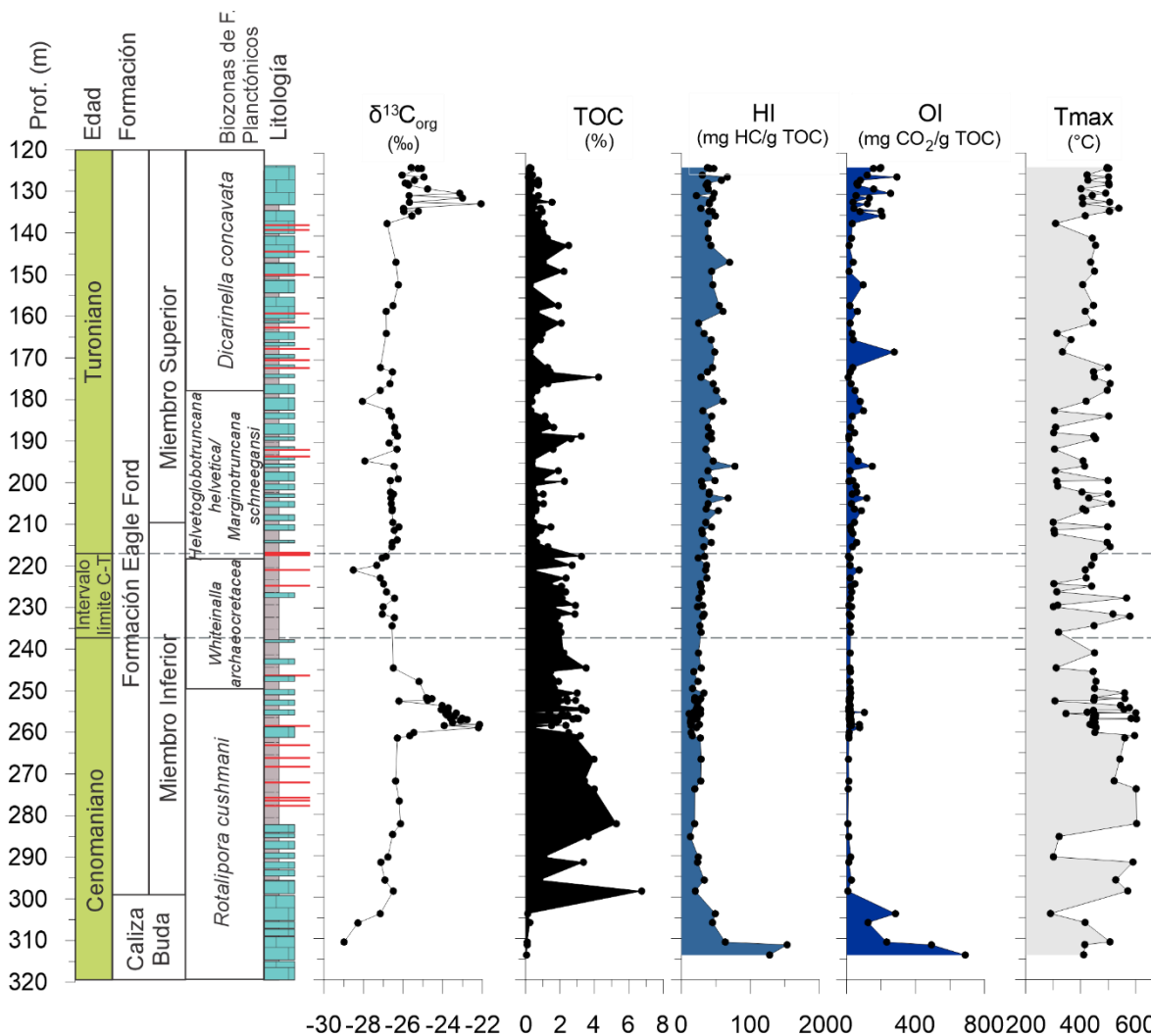


Figura 5.10. Evolución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, TOC, Índice de Hidrógeno (HI), Índice de Oxígeno (OI) y T_{max} en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.

5.7 ABUNDANCIA DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

La concentración de elementos mayores en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2 varía de la siguiente forma: Al_2O_3 (0.07–13.13%, promedio: 1.89%), K_2O (0.02–1.54%, promedio 0.32%), Na_2O (0.02–2.69%, promedio 0.23%) y MgO (0.24–1.97%, promedio 0.65%) (Fig. 5.11). De manera general, las concentraciones de estos óxidos permanecen relativamente

constantes, a excepción de los intervalos 260.95–251.8 m y 135.17–123.47 m, en donde muestran aumentos significativos. Cabe resaltar que estos incrementos coinciden con las dos excursiones isotópicas de carbono. El Al_2O_3 presenta una alta correlación positiva con el K_2O , Na_2O , y MgO ($r= 0.95, 0.89, \text{ y } 0.72$, respectivamente).

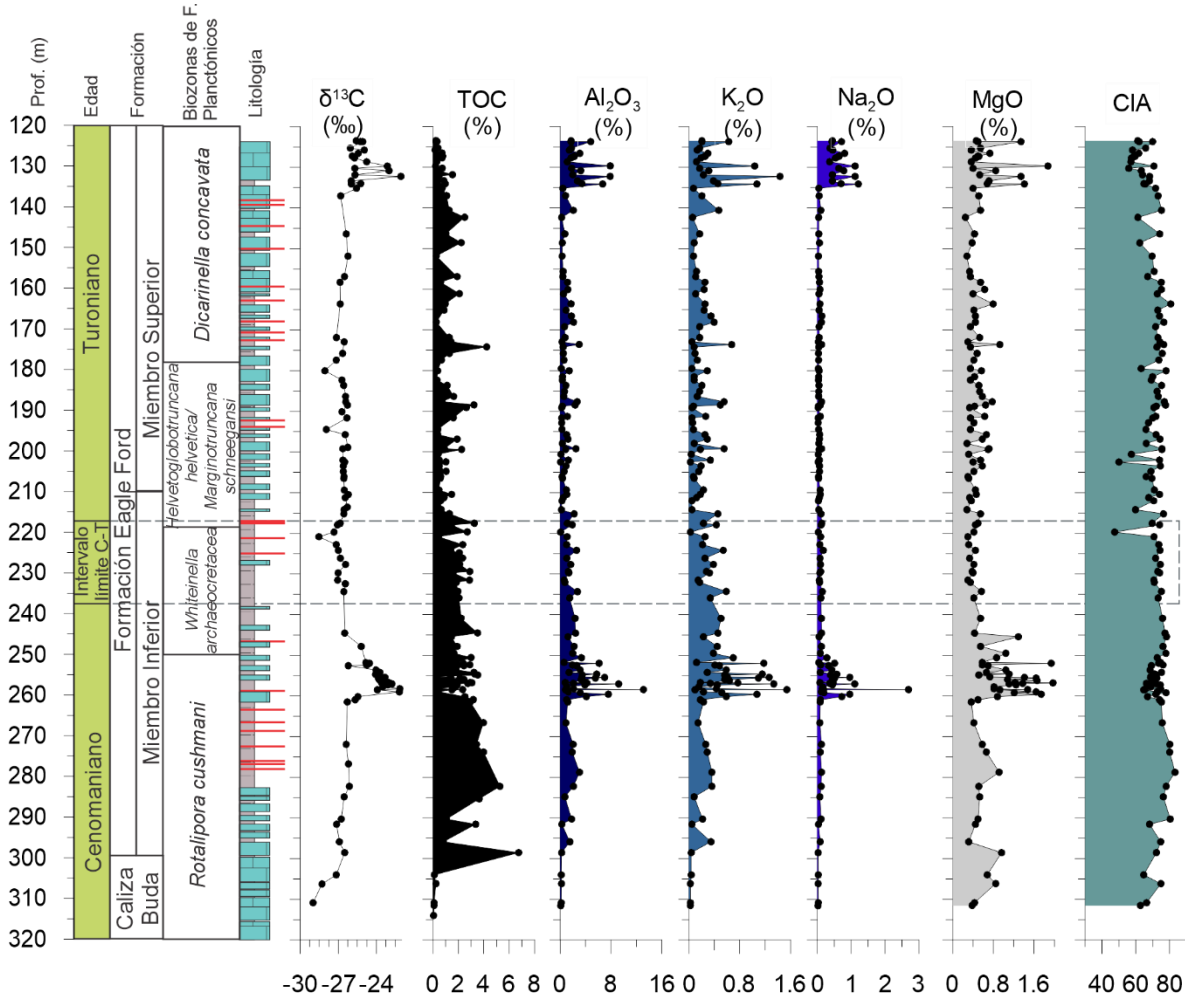


Figura 5.11. Variación de la abundancia de los elementos mayores y el CIA en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.

Los valores de CIA se encuentran en el rango de 74–91 (Fig. 5.11). En el intervalo 314–282.3 m, que corresponde a la cima de la Caliza Buda y la parte inferior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford, los valores de CIA tienen una tendencia creciente, variando entre 81 y 89. En el intervalo 282.3–261.5 m, los valores tienen una tendencia decreciente, alcanzando un valor mínimo de 83. Luego de esto, los valores aumentan rápidamente hasta alcanzar una cifra máxima de 90 en el intervalo 261.5–259.2 m (coincidente con la excursión isotópica positiva de carbono dentro de la biozona de *Rotalipora cushmani*). Posteriormente,

los valores decrecen hasta un valor mínimo de 80, manteniéndose relativamente bajos en el intervalo 259.2–244.6 m. A continuación, los valores varían entre 74 y 86, sin una tendencia definida hasta el nivel 146.4 m. Dentro de este intervalo existen dos picos negativos; ambos con un valor de 74, en los niveles 220.8 y 203.5 m, respectivamente. Finalmente, los valores muestran una tendencia creciente hasta la cima del intervalo estudiado, que alcanza su valor máximo de 91 en el nivel 125.76 m. Los valores máximos de CIA de esta última tendencia coinciden con la segunda excursión isotópica descrita.

La concentración de elementos traza en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2 varía de la siguiente forma: U (0.2–17 ppm, promedio: 2.3 ppm), V (2–993 ppm, promedio: 95 ppm), Mo (0.09–129 ppm, promedio: 6.1 ppm), Mn (62–792 ppm, promedio: 167 ppm), Cu (2–98 ppm, promedio 27.2 ppm), Ni (2.1–314, promedio 41.5 ppm) y Cd (0.02–9.56 ppm, promedio: 0.72 ppm) (Fig 5.12). De manera general, las concentraciones de U, V y Mo muestran un mismo comportamiento. Los valores crecen rápidamente a lo largo del contacto entre la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford, para luego decrecer hasta alcanzar valores mínimos en el intervalo 260.95 y 258.2 m, lo que coincide con el desarrollo de la primera excursión definida. Los valores de los tres elementos se mantienen bajos pero variables hasta el nivel 250.6 m. En el intervalo 250.6–142.3 m, los valores se mantienen bajos, aunque con algunos incrementos significativos de forma intermitente. Finalmente, en la cima del intervalo estudiado, los valores de Mo y V permanecen con la tendencia de valores bajos, mientras que el U aumenta significativamente, coincidiendo con la última excursión isotópica de carbono. Por su parte, el Mn exhibe poca variación, excepto por dos incrementos que coinciden con las excursiones isotópicas de carbono definidas. El primero, muy marcado, en el intervalo 261.3–255.3 y el segundo, más moderado, en el intervalo 137–123.47 m. El U tiene una moderada correlación positiva con el V y el Mo ($r= 0.51, 0.46$, respectivamente), aunque baja y negativa con el Mn ($r= -0.1$). El V y Mo tienen una alta correlación positiva ($r= 0.86$).

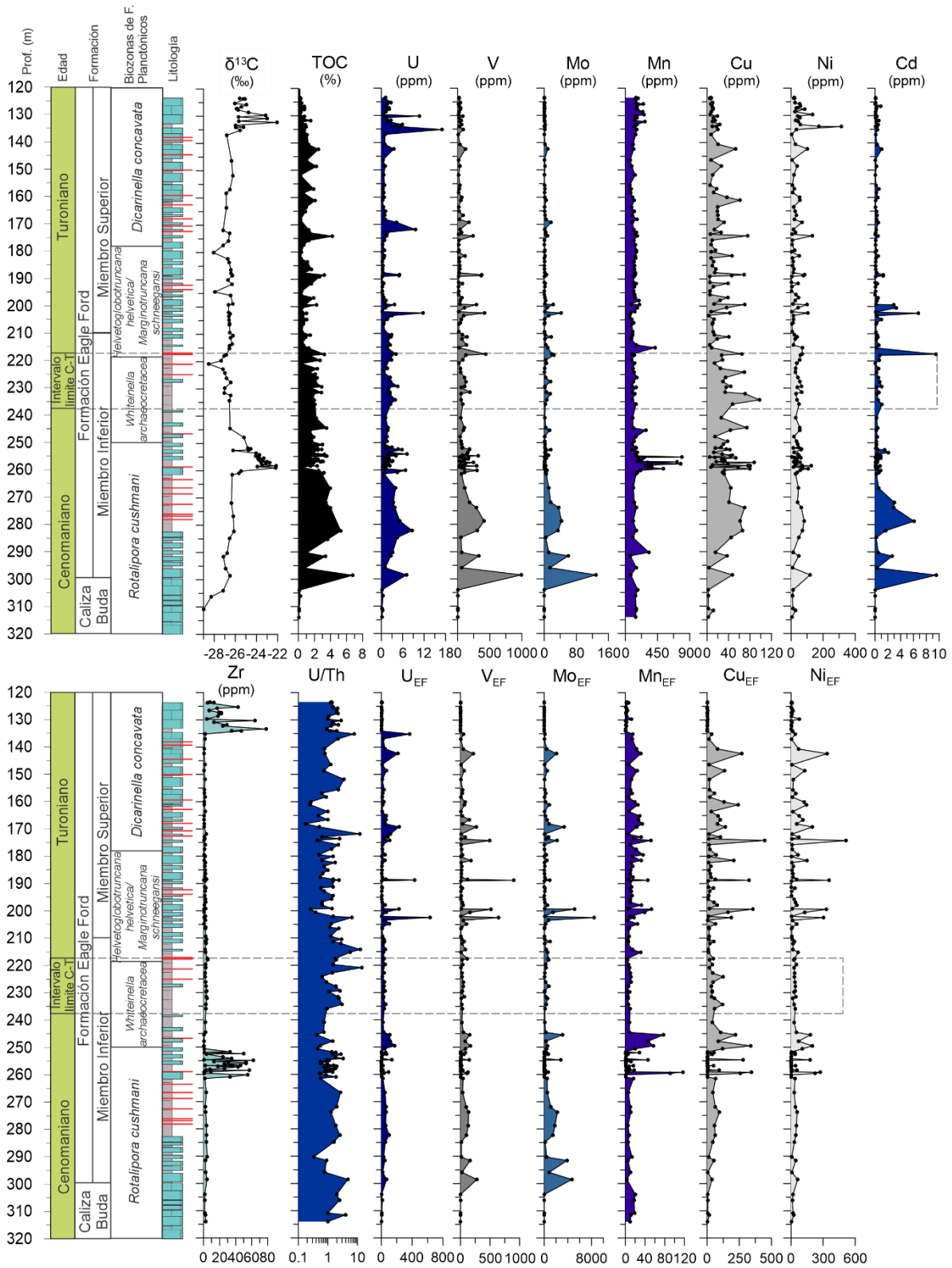


Figura 5.12. Variaciones de la concentración de elementos traza y sus respectivos factores de enriquecimiento en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2.

De manera general, las concentraciones de Cu, Ni y Cd muestran un comportamiento similar. Los valores crecen rápidamente a lo largo del contacto entre la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford, para luego decrecer hasta alcanzar valores mínimos, lo que coincide con el desarrollo de la primera excursión isotópica de carbono. Luego de esto, los valores se mantienen bajos pero variables hasta el nivel 250.6 m. En el intervalo 250.6–142.3 m, los valores se mantienen bajos, aunque con algunos incrementos significativos de forma intermitente. Finalmente, en la cima del intervalo estudiado, los valores de Cu y Cd permanecen con la tendencia de valores bajos, mientras que el Ni aumenta significativamente, coincidiendo con la última excursión isotópica de carbono.

En el intervalo estudiado del núcleo IRME-2 los factores de enriquecimiento tienen un promedio general >9 (U_{EF} : 1.3–632.4, promedio: 43.6; V_{EF} : 0.8–900.9, promedio: 57.8; Mo_{EF} : 1.4–8440, promedio: 493.8; Mn_{EF} : 0.4–117.0, promedio: 14.1; Cu_{EF} : 0.9–448, promedio: 54.9; Ni_{EF} : 0.9–541, promedio: 48.6; Cd_{EF} : 0.7–10415.4, promedio: 445.7) (Fig 5.12). De forma general, el U_{EF} , V_{EF} , Mn_{EF} y Mo_{EF} , disminuyen de la base de Miembro Inferior hacia el contacto de este con el Miembro Superior. Luego, en el Miembro Superior, estos permanecen relativamente bajos, con algunos picos aislados moderados a altos. En seguida, en el intervalo 261.5–244.6 m los valores aumentan drásticamente, lo que coincide con la primer excursión isotópica positiva. Posteriormente, los valores decrecen, manteniéndose relativamente bajos en el intervalo 244.6–146.4 m, dentro de este intervalo existen aumentos significativos en 219.70–214.2 m y 191.05–180.05 m. Finalmente, los valores muestran una tendencia creciente hasta la cima del intervalo estudiado, que alcanza su valor máximo en el nivel 137 m. Los factores de enriquecimiento de Cu_{EF} , Ni_{EF} , y Cd_{EF} inician con una tendencia constante de valores bajos variables que termina en el nivel 261.5 m, asociado con el inicio de la primer excursión isotópica. A partir de este se dan valores más altos, pero igualmente variables hasta el nivel 244.6 m. Luego de esto los valores se muestran variables, pero sin ninguna tendencia clara. Finalmente, a partir del nivel 137 se da un aumento en los valores, relacionado con el desarrollo de la segunda excursión isotópica.

Las concentraciones de Zr en el núcleo IRME-2 varían de 0.4–78 ppm (promedio: 10.1 ppm), los valores muestran un comportamiento similar al de los minerales detríticos y el Índice Detrítico. De manera general, muestra valores bajos pero variables con dos picos en su

concentración en los niveles 261.5–244.6 m y 137–123.47 m, que coinciden con las dos excursiones isotópicas. Por otro lado, la relación U/Th oscila en valores de 0.2–14 (promedio: 1.8), no muestra tendencia alguna y sus valores son muy variables en todo el registro.



DISCUSIÓN
CAPÍTULO VI

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2
en la cuenca de Sabinas, noreste de México

6 DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan la interpretación de los resultados obtenidos con el fin de dar cumplimiento a los objetivos propuestos, validando la hipótesis postulada para este trabajo de investigación.

6.1 EDAD DE LA SUCESIÓN ESTUDIADA

La identificación de foraminíferos planctónicos índice en las muestras del núcleo IRME-2 permitió determinar que la sucesión estudiada se depositó durante el lapso Cenomaniano tardío–Turoniano, tal como lo evidencia las biozonas reconocidas (Robaszynki y Caron, 1995; Anthonissen y Ogg, 2012) (Fig. 5.8). En particular, tanto la Caliza Buda como la parte inferior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford se asocian con la biozona de *Rotalipora cushmani*, la cual marca la parte superior del Cenomaniano. La parte superior de este mismo miembro corresponde con la biozona de *Whiteinella archaeocretacea*, que contiene el intervalo límite Cenomaniano–Turoniano, mientras que el Miembro Superior de la Formación Eagle Ford comprende las biozonas de *Helvetoglobotruncana helvetica*/*Marginotruncana schneegansi* y *Dicarinella concavata* del Turoniano inferior–medio y Turoniano superior–Coniaciano, respectivamente. Aunque es evidente que el límite Cenomaniano–Turoniano está registrado en la sucesión estudiada, éste no se pudo determinar con precisión, debido a la ausencia del fósil índice que lo marca. Por ejemplo, en el Mar Interior Occidental, este límite está definido por la primera aparición del ammonoideo *Watinoceras devonense* (Keller y Pardo, 2004; Kennedy et al., 2005). No obstante, en el registro estudiado del núcleo IRME-2 sí fue posible identificar el intervalo límite Cenomaniano–Turoniano, definido por la primera ocurrencia de *Marginotruncana* spp. y la primera ocurrencia de *Helvetoglobotruncana helvetica*, (Keller y Pardo, 2004; Huber y Petrizzo, 2014; Falzoni et al., 2017; Huber et al., 2017), localizado en la parte superior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford.

La distribución de edad anteriormente mencionada para la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2 coincide, de manera general, con la reportada en localidades del sur de Estados Unidos (Pessagno, 1969; Lundquist, 2000; Lowery et al., 2014; Eldrett et al., 2015) (Fig. 6.1). Sin embargo, el contacto entre la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford

en el núcleo IRME-2 se muestra concordante y transicional, contrario a la discordancia reportada en otras secciones (Pessagno, 1969; Lundquist, 2000; Lowery et al., 2014, Eldrett et al., 2015). Además, el contacto entre los miembros Inferior y Superior de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2 tiene una edad más joven en comparación con el núcleo Iona-1 (Eldrett et al., 2015). Mientras que en la cuenca de Sabinas el contacto entre los dos miembros ocurre en la biozona de *Helvetoglobotruncana helvetica*/*Marginotruncana schneegansi*, en Texas este mismo contacto tiene lugar en la parte más superior de la biozona de *Rotalipora cushmani*.

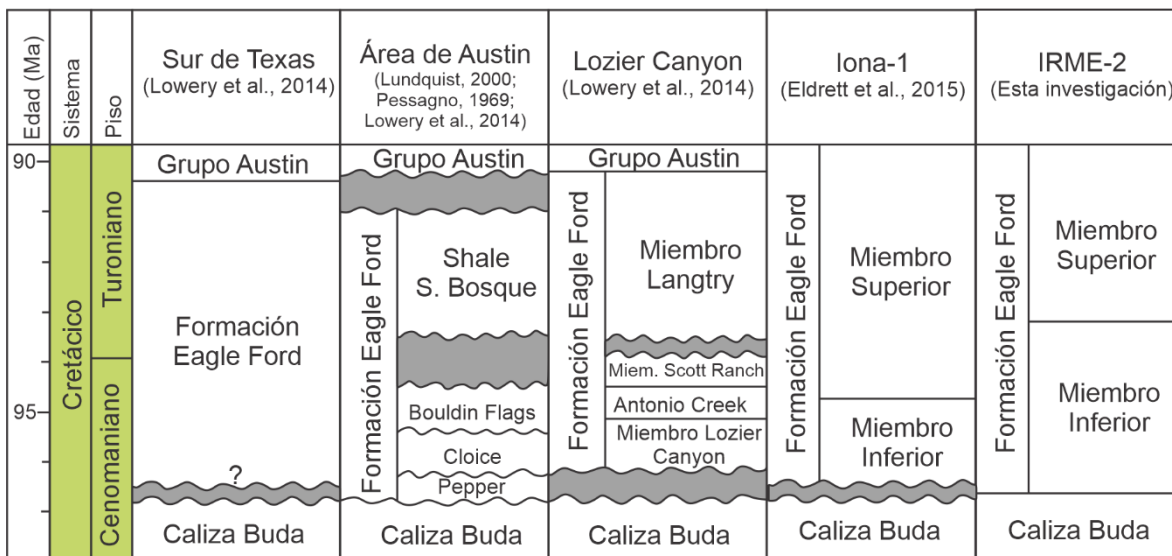


Figura 6.1. Correlación cronoestratigráfica de la parte superior de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford entre distintas localidades de Texas y el núcleo IRME-2 en el norte de México.

6.2 SITIO DE DEPÓSITO

De manera general, Las microfácies reconocidas (MF-1-MF-4) en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2 están caracterizadas por presencia de lodo (wackestone-packstone), matriz micrítica, además, cuentan con la presencia de organismos pelágicos como roveacrínidos, calciesferas, radiolarios y foraminíferos planctónicos. La textura y la asociación de granos presentes en estas microfácies son indicativas de un depósito en un ambiente marino pelágico. Según los cinturones de facies para una plataforma bordeada (Wilson, 1975), se interpreta que las microfácies identificadas en el núcleo IRME-2 fueron depositadas en los cinturones de facies FZ 3 pie de talud y FZ 2 plataforma profunda; (Fig. 6.2A, Tabla 6.1).

Esta interpretación se ratifica con la asignación de las microfacies estándar de Flügel (2004) a cada una de las microfacies identificadas (Tabla 6.1). Por ejemplo, la MF-1 (packstone/wackestone de calciesferas y roveacrínidos) es equivalente a la microfacies estándar SMF 12-CRI (calizas con concentraciones de crinoideos). La MF-2 (wackestone de foraminíferos planctónicos) corresponde a la microfacies estándar SMF 3-FIL (wackestone de bivalvos pelágicos de concha delgada). La MF-3 (packstone/wackestone de foraminíferos planctónicos y fragmentos de inocerámidos) corresponde a la SMF 12-Bs (calizas con concentraciones de conchas de bivalvos). La MF-4 (packstone de foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos) es equivalente a la microfacies SMF 3-FOR (wackestone de foraminíferos pelágicos). La cercanía de un talud es también sugerida por la presencia de slumps, calcos de carga y estructuras en flama, los cuales usualmente reflejan procesos de licuefacción y fluidización del sedimento no consolidado asociados con los movimientos tectónicos sinsedimentarios y el régimen hidrodinámico vinculado a un talud (Workman y Grammer, 2013; Novak y Egenhoff, 2019).

Microfacies	Litología Ubicación Estratigráfica	Principales Contituyentes	Interpretación ambiental
MF-1 Packstone/wackestone de calciesferas y roveacrínidos	Intercalaciones de caliza al tope de la Caliza Buda	Calciesferas, foraminíferos planctónicos, y restos de roveacrínidos. Matriz micrítica color gris oscuro medio (N4) IB: 1	Plataforma profunda
MF-2 Wackestone de Foraminíferos Planctónicos	Intercalaciones de lutita del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford	Foraminíferos planctónicos, calciesferas, fragmentos de inocerámidos. Matriz micrítica color Negro (N1) IB: 0-1	Pie de talud
MF-3 Packstone/wackestone de foraminíferos planctónicos y fragmentos de inocerámidos	Intercalaciones de caliza de la Formación Eagle Ford	Foraminíferos planctónicos, radiolarios y fragmentos de inocerámidos, y restos de peces. Matriz micrítica color Negro (N1) IB: 1-2	Plataforma profunda
MF-4 Packstone de Foraminíferos Planctónicos y Foraminíferos Bentónicos	Intercalaciones de lutita en la transición entre los miembros Inferior y Superior de la Formación Eagle Ford	Foraminíferos planctónicos, radiolarios, fragmentos de inocerámidos, y foraminíferos bentónicos. matriz micrítica color café amarillento oscuro (10YR 4/2) IB: 2	Pie de talud

Tabla 6.1. Características principales e interpretación ambiental de cada una de las microfacies descritas para el núcleo IRME-2.

Regionalmente, el ambiente de depósito para la Formación Eagle Ford se ha descrito como muy variable, desde ambientes de plataforma somera hasta cuenca profunda, lo que se evidencia en una fuerte variación lateral y vertical de facies, y cambios en su espesor (Gardner et al., 2013; Lowery et al., 2014, Enciso-Cárdenas et al., 2021). La variabilidad del espesor de la formación es provocada directamente por la profundidad de la columna de agua y la erosión submarina (Lowery et al., 2014). El ambiente interpretado la sucesión del núcleo IRME-2 coincide con el ambiente marino profundo interpretado en las localidades de Lozier Canyon (Estados Unidos, Lowery et al., 2014), Atascosa (A-1) y Karnes (Estados Unidos, Denne et al., 2014), y San Lucas (México, Enciso-Cárdenas et al., 2021).

La intercalación entre caliza y lutita es un rasgo particular de la Formación Eagle Ford (Fig 5.8). En varias localidades del sur de Texas, como los núcleos Iona-1, Innes-1 y Big bend, la intercalación de caliza y margas se ha asociado a los ciclos de Milankovitch de precesión y oblicuidad (Eldrett et al 2015; Misinni et al., 2018), por lo que es razonable asociar estos como la causa de la ritmicidad de estas mismas intercalaciones en el núcleo IRME-2. Estos ciclos generaron una oscilación en las condiciones climáticas entre húmedas y cálidas aproximadamente cada 50 mil años. De esta forma, el depósito de lutitas estuvo asociado con el desarrollo de condiciones húmedas, debido al aumento del intemperismo y la escorrentía procedente del continente. Esto provocó una mayor llegada de sedimentos terrígenos a la cuenca (Fig. 6.2B). Por el contrario, la producción de carbonato en la cuenca y el depósito de calizas estuvo favorecido por condiciones más cálidas y secas (Fig. 6.2C). (Eldrett et al 2015).

Otro rasgo característico de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2 es la abundante presencia de bentonita, lo cual sucede también en distintas localidades de México (San Lucas, Enciso-Cárdenas et al., 2021; Los Azules, Moreno et al., 2020) y Texas (Atascosa y Karnes, Denne et al., 2014; Lozier Canyon, Lowery et al., 2014; Innes-1 y Iona-1, Minisini et al., 2018). Esta distribución regional de las capas de bentonita ha sido asociada con la actividad volcánica del Sistema Pacífico Mesozoico de México, la cual provocó recurrentes erupciones volcánicas de tipo pliniano, que generaron una gran cantidad de cenizas, arrastradas por el viento y posteriormente depositadas en el océano (Frogner et al., 2001; Duggen et al., 2010) (Fig. 6.2A) (Goldhammer and Johnson, 2001; Centeno-García et al., 2008, Nuñez-Useche et

al., 2016). De hecho, otras formaciones depositadas durante el Cenomaniano–Turoniano en México, como las Formaciones Agua Nueva e Indidura, también presentan gran recurrencia de bentonitas dentro de su registro (Nuñez-Useche et al., 2016; Colin-Rodríguez et al., en preparación).

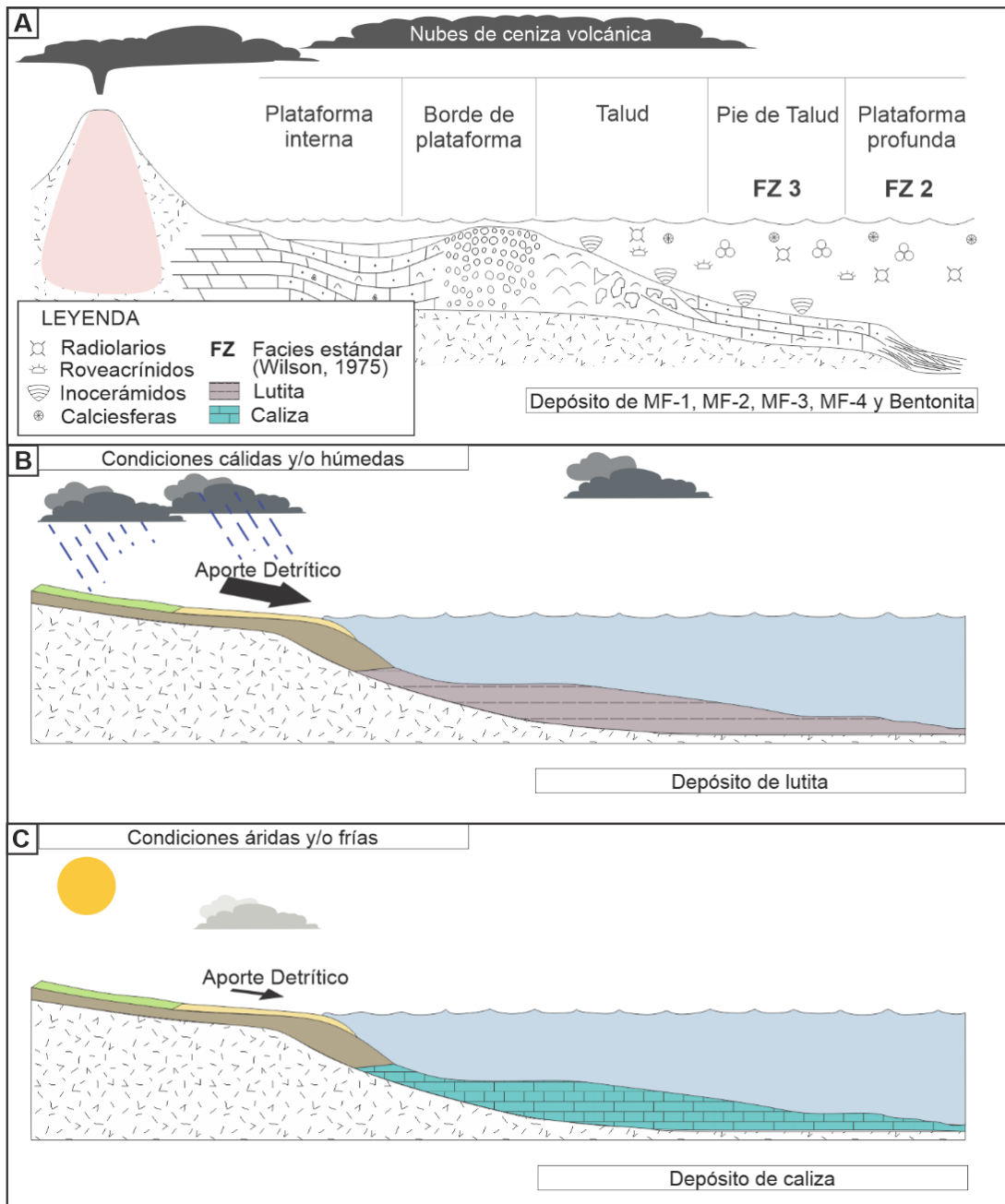


Figura 6.2. **A**-Ambiente de depósito para las microfácies de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2, **B**-Condiciones cálidas y/o húmedas que favorecieron el aporte de material detrítico a la cuenca y el depósito de lutita, **C**-Condiciones áridas y/o frías que permitieron la disminución del aporte detrítico y el depósito de caliza en la cuenca.

6.3 IDENTIFICACIÓN DE LOS EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL CENOMANIANO TARDÍO–TURONIANO

La curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ del intervalo estudiado del núcleo IRME-2 presenta dos cambios significativos. El primero, se localiza en el intervalo 260.95–234.3 m (parte superior de la biozona de *Rotalipora cushmani*–biozona de *Whiteinella archaeocretacea*) y corresponde a una excursión isotópica positiva con una amplitud de 4.1‰, seguida de un descenso de los valores, hasta un valor mínimo de 27.05‰. El segundo, está localizado en los 11.7 m superiores (biozona de *Dicarinella concavata*) y corresponde a una excursión isotópica positiva con una amplitud de 4.75‰. Por la amplitud de las excursiones isotópicas y la posición bioestratigráfica de éstas anomalías, estas corresponden al OAE 2 y a la parte inferior del Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE), respectivamente (Fig. 6.3).

La interpretación anterior es consistente con la amplitud de la excursión isotópica asociada al OAE 2 y su posición bioestratigráfica en varias localidades alrededor del mundo. Por ejemplo, en la sección Tlacolula (cuenca de Huayacocotla, México; [Colin-Rodríguez et al., en preparación](#)), la excursión isotópica tiene una amplitud máxima de 2.3‰, y ocurre en las biozonas de *Rotalipora cushmani* y *Whiteinella archaeocretacea*. En el núcleo Iona-1 (Texas, Estados Unidos; [Eldrett et al., 2015](#)), la excursión que representa al OAE 2 tiene una amplitud de 4‰ y se extiende en las biozonas de *Rotalipora cushmani* y *Whiteinella archaeocretacea*. En la sección Pueblo (Colorado, Estados Unidos; [Keller y Pardo, 2004](#)), la cuál es la sección estratotipo y punto de límite global para el Cenomaniano–Turoniano, el OAE 2 es caracterizado por un ajuste en la señal isotópica de carbono de 3‰ en la parte superior de *Rotalipora cushmani*. Las secciones de Eastbourne y Dover (Inglaterra; [Jarvis et al., 2006](#)) tienen una excursión isotópica de carbono con una amplitud máxima de 2.6‰ en la parte superior de la biozona de *Rotalipora cushmani*. En la sección wadi Bahloul (Túnez; [Caron et al., 2006](#)) se ha documentado la posición de la excursión positiva de carbono de 2‰ dentro de las biozonas de *Rotalipora cushmani* y *Whiteinella archaeocretacea*.

Dentro de la excursión isotópica que representa al OAE 2 en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2 se lograron reconocer 3 picos isotópicos menores, que son correlacionables con los picos A, B, y C que han sido descritos para este Evento Anóxico Oceánico. ([Jarvis et al., 2006](#); [Bomou et al., 2013](#); [Uramoto et al., 2013](#); [Eldrett et al., 2015](#)). Los picos identificados

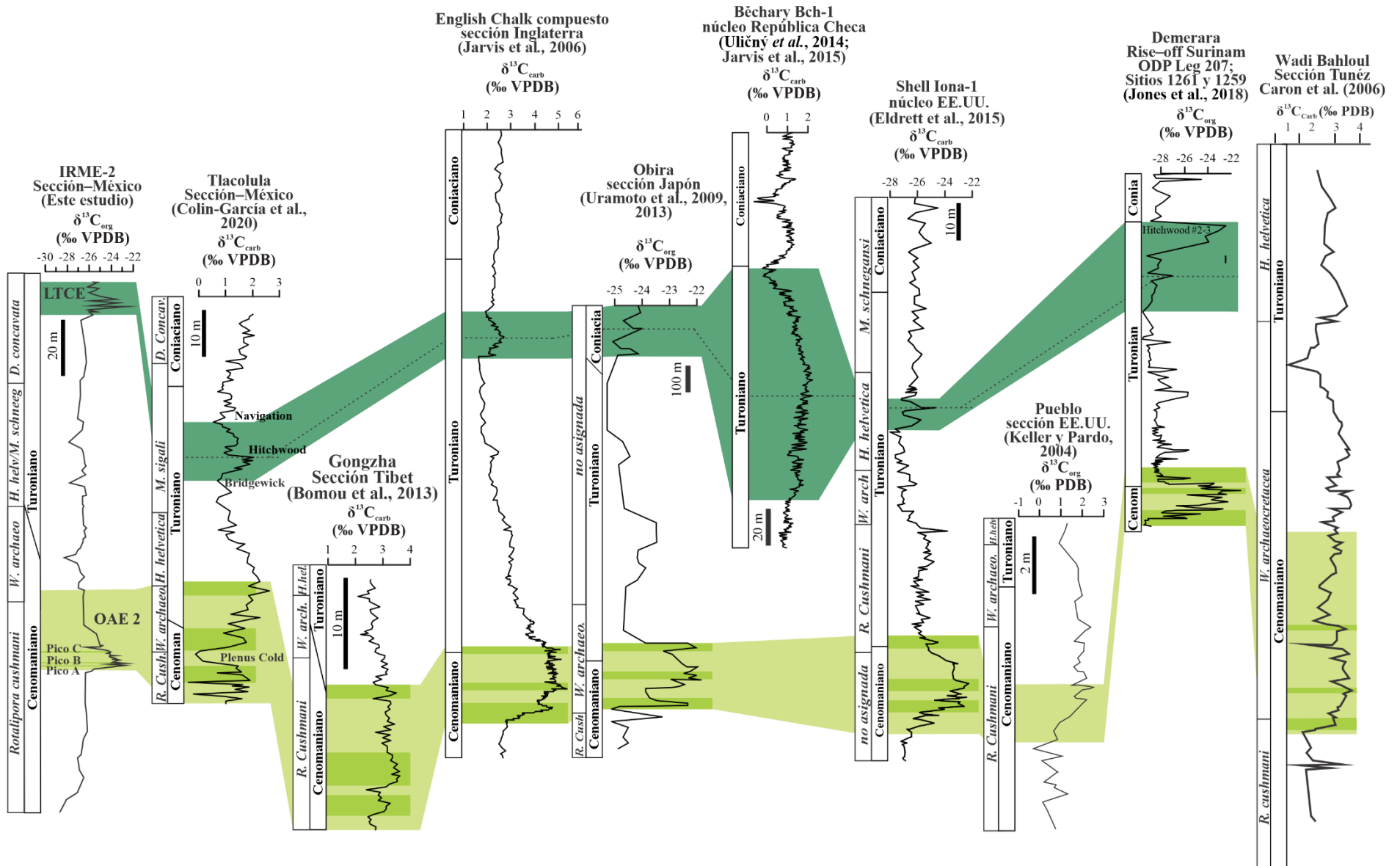


Figura 6.1. Correlación de los eventos de cambio global acelerado identificados en el núcleo IRME-2 con otros registros alrededor del mundo.

corresponden a: pico A (258.98 m, amplitud 3.46‰), pico B (258.22 m, amplitud 1.78‰), y pico C (254.21 m, amplitud 0.37‰).

La excursión isotópica positiva de carbono correspondiente al Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE) en el registro del núcleo IRME-2, tiene una amplitud de 4.75‰, comparable con otros lugares en el mundo. Por ejemplo, en la sección Tlacolula (cuenca de Huayacocotla, México; [Colin-Rodríguez et al., en preparación](#)), la excursión isotópica tiene una amplitud máxima de 1.15‰, y ocurre en la biozona de *Marginotruncana sigali*. En el núcleo ODP Leg 17 (Demerara Rise, Surinam y Guyana Francesa; [Jones et al., 2018](#)), el pico máximo de la excursión que corresponde con el evento Hitchwood tiene una amplitud de ~2‰. En Europa, dentro del registro del núcleo Banterwick Barn (Berkshire, Inglaterra; [Jarvis et al., 2006](#)), el evento Hitchwood se ha reportado con una amplitud de 2.1‰. En el núcleo Běchary (República Checa; [Uličný et al., 2014](#); [Jarvis et al., 2015](#)), el mismo evento tiene una amplitud de 1.17‰. En el núcleo Iona-1 (Texas, Estados Unidos; [Eldrett et al., 2015](#)), la excursión que representa al LTCE tiene una amplitud de 2.61‰, no obstante, se encuentra en la biozona de *Marginotruncana schneegansi*.

6.4 CONDICIONES PALEOAMBIENTALES

6.4.1 Clima y grado de meteorización

Las condiciones climáticas y el grado de meteorización en las zonas continentales que tuvieron lugar durante el depósito del intervalo estudiado son evaluadas a partir de las variaciones en las curvas del CIA y el índice detrítico (Fig. 6.4):

La tendencia creciente que se observa desde la Caliza Buda hasta la parte baja del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford, con valores de CIA desde 81 hasta 89, refleja que el depósito se llevó a cabo bajo condiciones cada vez más húmedas y cálidas. Esta interpretación es soportada por un incremento simultáneo en los valores del índice detrítico dentro del mismo intervalo, el cual resultó en un mayor arribo de material detrítico a la cuenca, promovido por el intenso intemperismo de las rocas en las zonas continentales y una mayor disponibilidad de agua. Un clima cálido y húmedo durante el depósito del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford también ha sido reportado en Texas ([Gibson, 2014](#); [Scaife, 2018](#)) y en México ([Enciso- Cárdenas et al., 2021](#)). Este escenario climático es

consistente con un rápido calentamiento global antes del OAE 2, causado por la liberación de grandes cantidades de CO₂ a la atmósfera durante la construcción de la Gran Provincia Ígnea del Caribe Colombia (Pogge von Strandmann et al., 2013; Du Vivier et al., 2014; Jenkyns et al., 2017; Baker et al., 2020). Según Barclay et al. (2010), la intensa actividad volcánica que tuvo lugar 500 mil años antes del inicio del OAE 2 incrementó los valores de CO₂ atmosférico hasta un 20%, llevándolos hasta 300 ppm.

Antes del inicio del OAE 2, la curva de CIA muestra un comportamiento decreciente, alcanzando un valor mínimo de 83. Esta tendencia puede interpretarse como el cambio hacia condiciones climáticas menos húmedas. Nuevamente, esta deducción es respaldada por un decrecimiento en el índice detrítico, resultante de un intemperismo menos intenso en las zonas continentales y de una menor entrada de material detrítico a la cuenca. Este cambio es correlacionable con la disminución del 25–26% de los niveles de CO₂ atmosférico reportada por Barclay et al. (2010), que ocurre justo antes del inicio del OAE 2. Posteriormente, en el pico A del OAE 2, los valores aumentan nuevamente hasta un máximo de 90, sugiriendo el establecimiento de condiciones más húmedas y cálidas. Estas condiciones son soportadas por el incremento en las concentraciones de Al₂O₃, K₂O y Zr. Dichas condiciones pudieron ser el resultado del aumento en la concentración de CO₂ asociado a un pico magmático de la Gran Provincia Ígnea de Caribe Colombia (Jenkyns et al., 2017). Los valores bajos durante el desarrollo del OAE 2, que coinciden con los picos B y C, indican un regreso a condiciones menos húmedas, las cuales son consistentes con la disminución en las concentraciones de Al₂O₃, K₂O y Zr. Estas condiciones se infieren como la ocurrencia del Plenus Cold Event (Jarvis et al., 2011; O'Connor et al., 2020), asociado con un enfriamiento global. Aunque este evento se ha registrado principalmente en localidades europeas (Jefferies, 1963; Gale y Christensen, 1996; Jarvis et al., 2011, Jenkyns et al., 2017), recientemente se ha documentado también en el centro de México (sección Tlacolula, Colin-Rodríguez et al., en preparación). Este enfriamiento ocurrió aparentemente solo en el hemisferio norte, asociado con el intenso consumo de CO₂ para el intemperismo de los silicatos y el enterramiento de grandes cantidades de materia orgánica que tuvo lugar en varias regiones oceánicas antes y durante la parte inicial del evento anóxico. Particularmente en la cuenca de Sabinas, condiciones húmedas favorables para la intensificación del intemperismo y un mayor consumo de CO₂, en efecto ocurrieron antes del OAE 2.

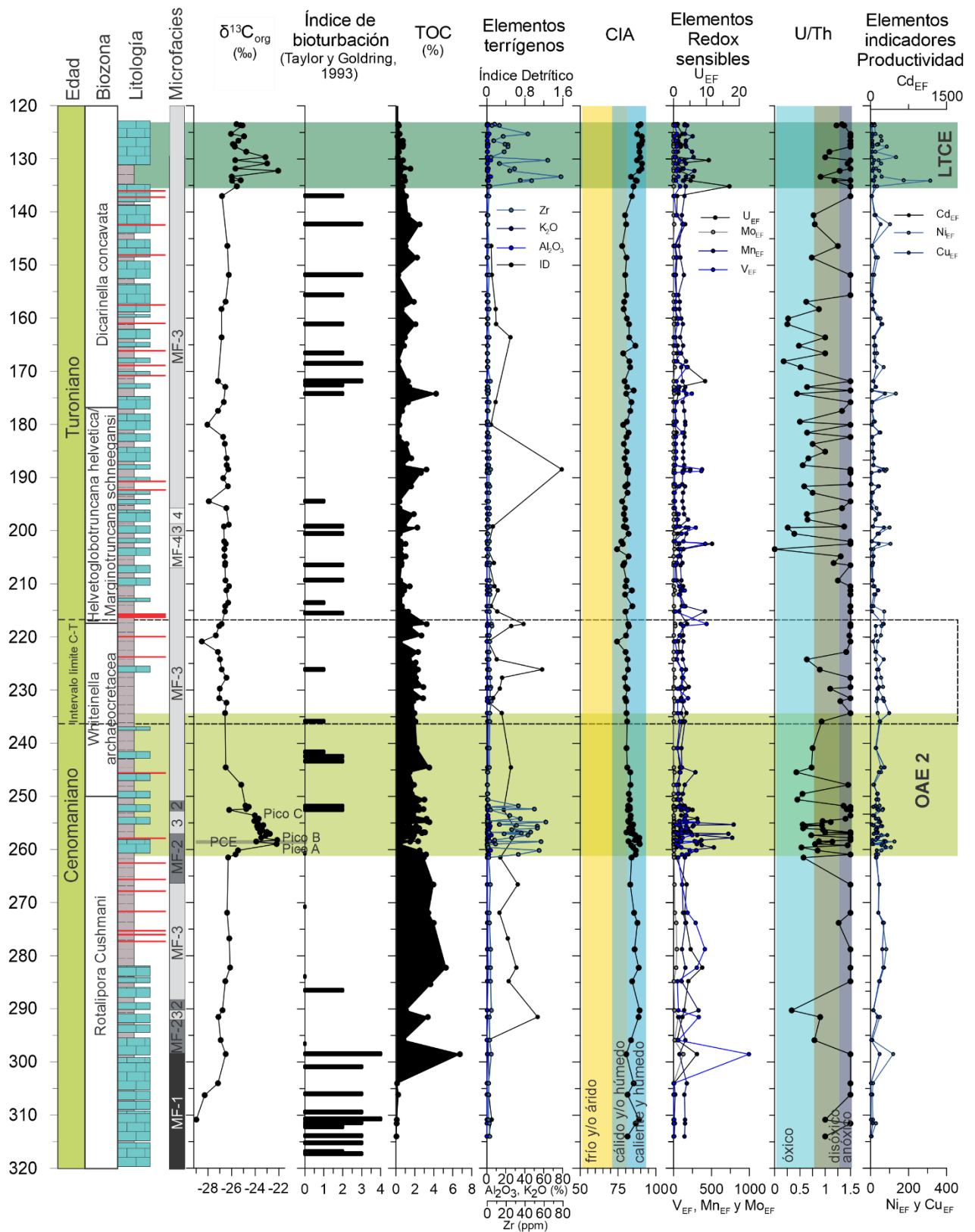


Figura 6.4. Evolución vertical de distintos indicadores sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos a lo largo del intervalo estudiados del núcleo IRME-2. Se muestra la posición del OAE 2 y del LTCE

Luego de valores bajos de CIA coincidentes con el pico A, la curva del núcleo IRME-2 exhibe una tendencia creciente, pero aún con valores relativamente bajos (CIA máximo de 70), hasta por encima del pico C del OAE 2. Este comportamiento refleja la instalación de un cambio hacia condiciones más húmedas y es respaldado por el incremento abrupto en las concentraciones de Al_2O_3 , K_2O y Zr (Fig. 6.4). Un nuevo incremento global en la concentración de CO_2 atmosférico como el reportado por [Barclay et al. \(2010\)](#) durante la parte media del OAE 2 coincide con esta interpretación. Este parece estar relacionado a un pico de magmatismo asociado a la construcción de la Gran Provincia Ígnea de Caribe-Colombia ([Jenkyns et al., 2017](#)).

El intervalo estratigráfico que comprende desde el final del OAE 2 hasta la parte media del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford presenta valores altamente variables de CIA, entre 74 y 86, que en general son más bajos que los que ocurren en la parte inferior del miembro inferior de esta misma unidad. Este mismo comportamiento es exhibido también por los valores del índice detrítico. De manera general, esto refleja que el depósito de la parte superior de la Formación Eagle Ford ocurrió bajo condiciones menos húmedas, pero inestables. Una deducción similar ha sido reportada en Texas ([Gibson, 2014](#); [Scaife, 2018](#)) y México ([Enciso-Cárdenas et al., 2021](#)). Este cambio de condiciones generalizadas húmedas durante el Cenomaniano tardío a menos húmedas o áridas durante el Turoniano ocurre a nivel global, como lo evidencia el registro de varias localidades (Egipto, [Gertsch et al., 2008](#), Suiza, [Westermann et al., 2010](#); Gongzha-Tibet, [Bomou et al., 2013](#); Perú; [Navarro-Ramirez et al., 2017](#)), y es consecuencia de la disminución progresiva de la actividad volcánica submarina. En el intervalo que comprende a la transición entre los dos miembros de la Formación Eagle Ford, entre 209.68 y 209.74 m, destaca la ocurrencia de picos mínimos con valores de CIA de 74, que representan las condiciones menos húmedas de todo el intervalo. Estas podrían estar vinculadas con las fases de enfriamiento I, II y III del Turoniano medio y tardío que han sido reportadas en localidades de Europa ([Voigt y Wiese, 2000](#)).

El último intervalo de la sección, que corresponde con el desarrollo de la parte inferior del evento Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE), muestra una tendencia constante de altos valores de CIA, que varían entre 84 y 91. Por otro lado, las concentraciones de los elementos detríticos muestran valores altos pero intermitentes. Esto permite determinar que, durante el

depósito de la parte superior del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford, las condiciones climáticas fueron muy húmedas y cálidas lo que permitió el aumento de la erosión en el continente y la mayor llegada de sedimentos detríticos a la cuenca. Sin embargo, estas condiciones se vieron interrumpidas por lapsos de enfriamiento que disminuyen el aporte detrítico a la cuenca. Este escenario se podría correlacionar con los registros de temperatura al noreste del Tetis que muestran un intervalo de enfriamiento inicial (3-4 °C) y un posterior calentamiento (Voigt, 2000; Voigt and Wiese, 2000; Voigt et al., 2004, Jarvis et al., 2015). En México, el mismo régimen de condiciones húmedas y cálidas que son interrumpidas por condiciones frías también ha sido reportado. De esta forma se asocia que los cambios climáticos regularon el flujo de material detrítico y fósforo a la cuenca, lo que a su vez controló la producción de materia orgánica (Colin-Rodríguez et al., en preparación). En Republica Checa este evento ha sido asociado con el desarrollo de condiciones húmedas y cálidas con cortos pulsos de enfriamiento de corto plazo (Uličný et al., 2014; Jarvis et al., 2015).

6.4.2 Condiciones redox y productividad marina

De forma general, las características de las microfacies MF-1 a MF-4 identificadas en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2 sugieren que el depósito de la Caliza Buda y la Formación Eagle Ford ocurrió bajo condiciones eutróficas y deficientes en oxígeno. En particular, esto es respaldado por:

- La presencia de abundantes calciesferas en la MF-1 (Fig. 5.4). A pesar de que su afinidad biológica es aún incierta, se acepta que las calciesferas son los quistes calcáreos de dinoflagelados y su aparición comúnmente se vincula con condiciones de estrés ambiental (Hart, 1991). Los florecimientos (*blooms*) de estos organismos ocurren en zonas oceánicas con una alta disponibilidad de nutrientes dentro de la zona fótica (Dias-Brito, 2000; Wendler et al., 2002; Omaña et al., 2014).
- La aparición de roveacrínidos en la MF-1 (Fig. 5.4). Estos crinoideos oportunistas tuvieron un estadio de larva en modo planctónico que les permitió diseminarse en distintas cuencas oceánicas durante el Cretácico, a través de distintos corredores que se comunicaban con el Tetis. Comúnmente se vinculan a masas de agua superficiales

enriquecidas en nutrientes y subsecuentes columnas de agua hipóxicas-anóxicas (Ferré et al., 2018).

- Los inocerámidos en la MF-3 (Fig. 5.6). Estos organismos se encuentran en facies que van desde areniscas cercanas a la costa hasta lutitas de aguas profundas, y son conocidos como los macrofósiles dominantes y exclusivos de zonas bentónicas con desarrollo de condiciones deficientes en oxígeno (Jiménez et al., 2008; Ifrim et al., 2011). A su vez, los niveles de oxígeno en el fondo marino implican una elevada productividad en las aguas superficiales y una baja ventilación de la columna de agua (Arthur y Sageman, 1994, Ifrim et al., 2011).
- La ocurrencia de radiolarios en la MF-4 (Fig. 5.7). Estos organismos se han utilizado globalmente como buenos indicadores de variaciones paleo-oceanográficas (Wang et al., 2019). Las floraciones de radiolarios se han interpretado como la incursión de aguas oceánicas ricas en nutrientes que catalizaron la productividad primaria y un fondo marino empobrecido en oxígeno (Caron et al., 2006; Kędzierski et al., 2012; Núñez-Useche et al., 2016; Charbonnier et al., 2018).

A pesar de las condiciones deficientes en oxígeno generalizadas, la presencia de foraminíferos bentónicos en la MF-4 (Fig. 5.7) sugieren la ocurrencia de ciertos periodos oxigenados durante los cuales estos organismos pudieron repoblar el fondo marino. Este escenario es también respaldado por valores del índice de bioturbación de hasta 2.

La evolución vertical de los factores de enriquecimiento de los elementos traza redox sensibles (U_{EF} , V_{EF} , MO_{EF} y Mn_{EF}) y de los elementos indicadores de productividad (Ni_{EF} , Cu_{EF} y Cd_{EF}) en el intervalo estudiado del núcleo IRME-2 permite reconstruir con mayor precisión cómo variaron estas condiciones durante el lapso Cenomaniano–Turoniano en la cuenca de Sabinas. En particular, las condiciones de oxigenación son también deducidas a partir de la variación de la razón U/Th (Jones and Manning, 1994) (Fig. 6.4).

Por ejemplo, los altos valores de los factores de enriquecimiento de los elementos redox sensibles y los indicadores productividad en el intervalo 320–260.95 m, que corresponde a la parte superior de la Caliza Buda y la parte inferior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford, sugieren que éstos se depositaron bajo condiciones anóxicas y eutróficas; hecho que coincide con los altos niveles de TOC, los altos valores en la relación U/Th, y el bajo

índice de bioturbación. A nivel regional, esto es consistente con lo que se ha propuesto para el lapso anterior al OAE 2 en el Mar Interior Occidental y seguramente el norte de México, ya que a finales del Cenomaniano la columna de agua de esta cuenca se encontraba estancada y con baja ventilación, lo que permitió el desarrollo de condiciones anóxicas (Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014; Gibson, 2014).

El desarrollo del OAE 2, representado en el intervalo 260.95–234.3 m, está asociado con el desarrollo de condiciones muy variables, predominantemente oxigenadas y oligotróficas, con algunos lapsos intermitentes con desarrollo de condiciones empobrecidas en oxígeno, esto de acuerdo con los bajos valores de los factores de enriquecimiento de los elementos redox sensibles y los indicadores de productividad, respectivamente. Esto coincide con una disminución en el contenido de TOC, un aumento en el índice de bioturbación y un decrecimiento en los valores de la relación U/Th. Este cambio de las condiciones redox en la cuenca de Sabinas durante el desarrollo del OAE 2 puede estar relacionado con la entrada de agua boreal en el Mar Interior Occidental y su posterior ingreso hacia el Mar Interior Mexicano. El flujo de agua oxigenada Boreal generó la ventilación en la columna de agua y la dramática alteración de las condiciones redox de la masa de agua previamente estratificada. La mezcla de masas de agua fue favorecida por el aumento del nivel de mar durante el límite Cenomaniano–Turoniano (Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014; Lowery et al., 2014). La oxigenación generalizada del fondo marino cuenca es interrumpida por intermitentes y cortos lapsos en los cuales se da lugar al establecimiento de condiciones que van de disóxicas a anóxicas. Estas condiciones están evidenciadas por un aumento en la concentración de elementos redox sensibles, altos valores en la relación de U/Th y altos valores de TOC. Estos lapsos han sido asociados con picos en la productividad primaria debido a la mezcla de masas de aguas y expansión de la zona de mínimo oxígeno (Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014; Lowery et al., 2014).

Posteriormente, luego del OAE 2 durante el depósito del intervalo 234.3–135.17 m, las condiciones redox y de productividad fueron muy variables, sin alguna tendencia predominante. Finalmente, durante el desarrollo del Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE) expresado en el intervalo 135.17–123.47 m, los altos valores de los factores de enriquecimiento de los elementos redox sensibles muestran el establecimiento de un régimen

anóxico, lo que es evidenciado por los altos valores en la relación U/Th. Los factores de enriquecimiento de los elementos indicadores de productividad muestran también un enriquecimiento durante este intervalo, lo que permite determinar condiciones eutróficas en la masa de agua superficial durante su acumulación. El evento del Turoniano tardío–Coniaciano en el Mar Interior Occidental y el Mar Interior Mexicano se ha asociado con el desarrollo de condiciones cálidas que conllevaron a un incremento en la productividad marina y la expansión de zonas de mínimo oxígeno (Eldrett et al., 2017; Colin-Rodríguez et al., en preparación).

6.5 MODELO EVOLUTIVO DE CONDICIONES PALEOAMBIENTALES

Con base en el análisis realizado en los dos epígrafes anteriores, a continuación, se resumen las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar en la cuenca de Sabinas durante el lapso previo a la ocurrencia del OAE 2 y el desarrollo de este evento anóxico.

6.5.1 Pre-OAE 2 (320–260.95 m, parte inferior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford)

Durante el intervalo previo al desarrollo del OAE 2, el alto aporte de nutrientes desde el continente, resultante de un clima húmedo y cálido y un mayor transporte de materiales hacia la cuenca, produjo un aumento en la producción primaria de la masa de agua superficial. Estas condiciones eutróficas dieron lugar a la expansión de la zona de mínimo oxígeno, debido al gran consumo de oxígeno por parte de los organismos en la columna de agua. El régimen anóxico del fondo marino permitió la buena preservación en la materia orgánica generada en la columna de agua. Así mismo, esto impidió la proliferación de organismos bentónicos durante este lapso (Fig. 6.5A).

6.5.2 OAE 2 (260.95–234.3 m, parte superior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford)

El intervalo correspondiente al desarrollo del OAE 2 se caracterizó principalmente por el desarrollo de condiciones predominantemente oligotróficas y oxigenadas, y lapsos cortos e intermitentes de condiciones eutróficas y anóxicas. Las condiciones oligotróficas y oxigenadas provocaron la disminución de la cantidad de materia orgánica preservada en los

sedimentos, sin embargo, permitieron la proliferación de organismos en el fondo marino (Fig. 6.5B). Las condiciones climáticas durante el desarrollo del OAE 2 tienen un comportamiento variable. Al inicio de este, se establecieron condiciones húmedas y cálidas, que cambian a condiciones menos húmedas y frías, lo que coincide con el desarrollo del Plenus Cold Event. Finalmente, se establecieron condiciones más húmedas que continúan de forma intermitente hasta el final del OAE 2.

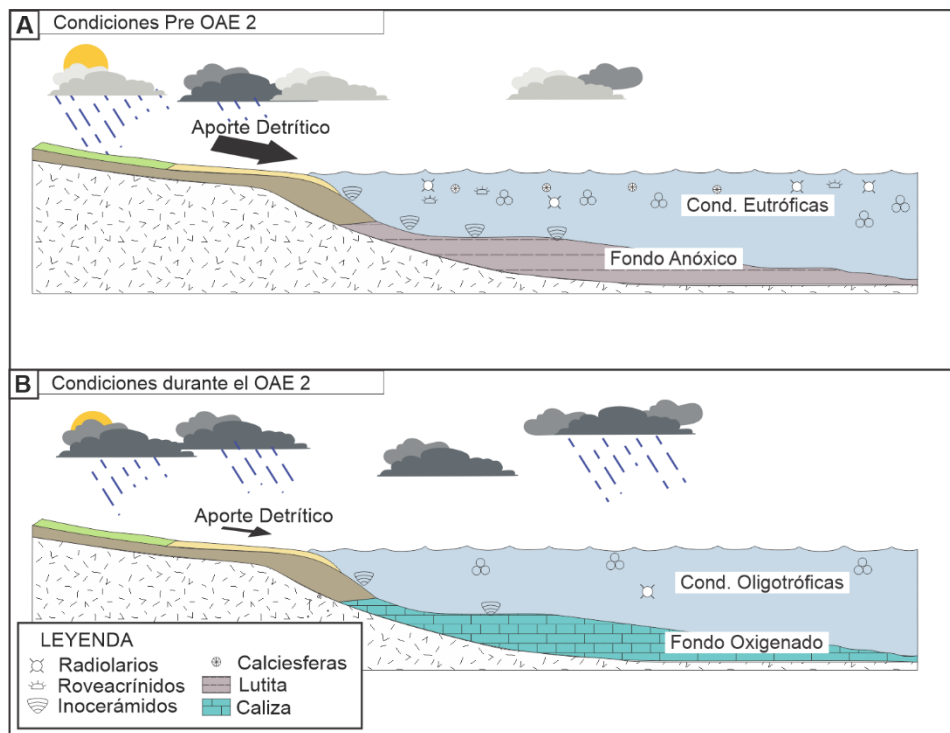


Figura 6.5. Modelo evolutivo generalizado para el depósito de las rocas del intervalo estudiado del núcleo IRME-2. **A**-Condiciones eutróficas y anóxicas predominantes antes del desarrollo del OAE 2, **B**-Condiciones oligotróficas y oxigenada predominantes durante el desarrollo del OAE 2.

6.6 CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA Y POTENCIAL COMO ROCA GENERADORA DE LA FORMACIÓN EAGLE FORD

La riqueza orgánica de las rocas recuperadas en el núcleo IRME-2, específicamente de la Formación Eagle Ford, es apropiada para la generación de hidrocarburos (TOC 0.17–6.75%, promedio 1.67%), con un potencial como roca generadora que varía de pobre a muy bueno (Peters y Cassa, 1994). En Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford tiene un potencial mayor (TOC promedio de 2.27%) en comparación con el Miembro Superior (TOC promedio

de 1.01% promedio). En Texas, los núcleos Iona-I, Innes-1 y Pozo “X” (Eldrett et al, 2017), así como la sección de Lozier Canyon (Lowery et al., 2014), muestran una distribución vertical similar en el contenido de TOC, con valores que también decrecen hacia la parte superior de la unidad. Esta similitud regional es consistente con la ocurrencia de condiciones eutróficas y anóxicas persistentes durante el depósito de la parte más baja de la Formación Eagle Ford, tal como revela la evidencia geoquímica aquí presentada. Dichas condiciones conllevaron a la preservación de una mayor cantidad de materia orgánica en este intervalo estratigráfico. No obstante, la variabilidad lateral de las condiciones de depósito de la Formación Eagle Ford hace que su contenido de TOC y potencial generador de hidrocarburos varíe horizontalmente. Por ejemplo, en el estado de Texas, Estados Unidos, el contenido de TOC varía entre 0.05% y 6.32% en el oeste, entre 0.57% y 6.42% en el suroeste, entre 0.07% y 9.74% en el centro y entre 1.65% y 5.87% en el este (Boling y Dworkin, 2015; Miceli et al., 2018). En México, en el estado de Coahuila se han reportado valores de TOC que fluctúan entre 3 y 4% en el norte, 2.5 y 4.7% en el noreste y 2 y 4% en el centro (Petróleos Mexicanos, 2011, 2012; Martínez, 2015; Ortega-Lucach et al., 2018; González-Betancourt et al., 2020; Herrera Palomo y Martínez, 2020).

Los valores de T_{max} alcanzados por las rocas estudiadas del núcleo IRME-2 son muy variables (300–603 °C). En el registro se encuentran valores anómalos ≤ 333 °C (Fig. 6.6). Al descartar estos valores, el T_{max} promedio es 477 °C, lo cual indica que estas rocas se encuentran sobremaduras, en una etapa madura de generación de gas. Estos datos se encuentran dentro de los intervalos reportados previamente para la Formación Eagle Ford en Texas (331–605 °C, Miceli et al., 2018) y en México (443–484 °C, Herrera Palomo y Martínez, 2020; 442–459 °C, Ortega-Lucach et al., 2018). En un contexto regional, la variación de la madurez termal alcanzada por la Formación Eagle Ford es el resultado de la variación lateral de espesores y facies, asociada a los cambios en la distribución espacial durante su depósito. Según Eguiluz de Antuñano (2001), el grado de maduración de la materia orgánica de esta unidad también fue influenciado por la interacción de la roca con fluidos producto de procesos compresionales, y el enterramiento o exposición de partes de la Formación Eagle Ford durante la Orogenia Laramide (Santamaria-Orozco et al., 1991; Piedad-Sanchez, 2004; Menetrier, 2005; Petroleos Mexicanos, 2011, 2012; Gonzalez-Betancourt et al., 2020).

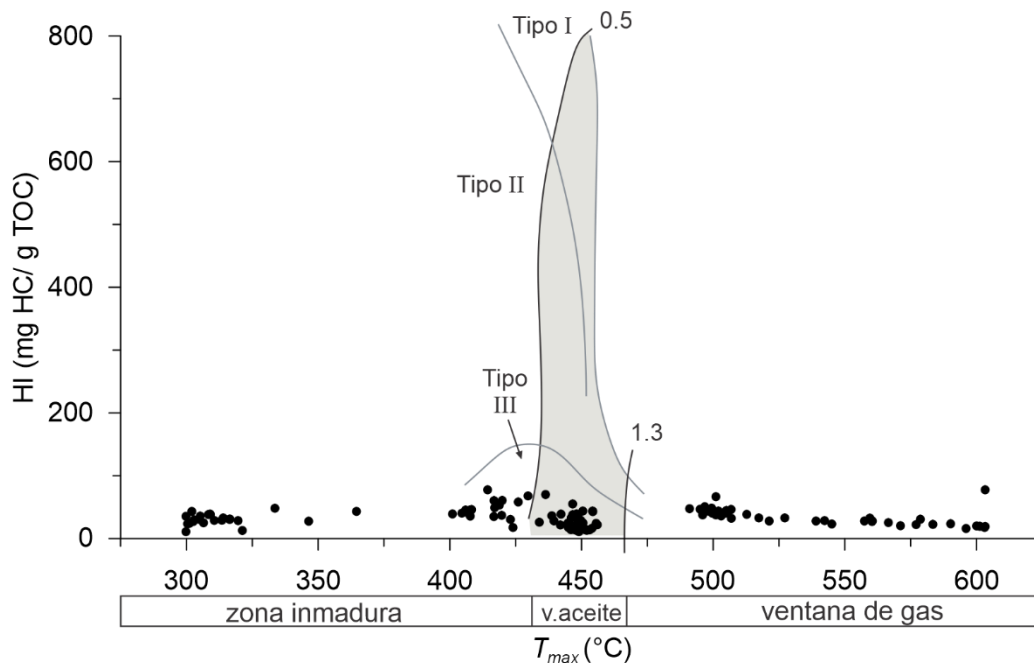


Figura 6.6. Diagrama HI vs T_{max} de la materia orgánica preservada en las rocas de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2.

Debido a que buena parte de las rocas estudiadas se encuentran sobremaduras, los valores de HI y OI (Fig. 6.7A) no pueden ser utilizados de forma confiable para determinar el tipo de kerógeno. Los valores de estos parámetros cambian a medida que aumenta el grado de maduración de la materia orgánica (e.j. Peters, 1986). De hecho, la alteración diagenética de la materia orgánica de las rocas del intervalo estudiado del núcleo IRME-2 es sugerida por el relativamente bajo valor promedio del pico S_2 (0.46 mg HC/g). De igual forma, la falta de correlación entre el TOC y el HI (Fig. 6.7B) sugiere la mala preservación de la materia orgánica.

En ausencia de valores confiables de HI y OI, el origen de la materia orgánica del núcleo IRME-2 puede ser evaluado de forma indirecta, considerando otros indicadores. Por ejemplo, la similitud en las curvas del contenido TOC y la abundancia de los elementos traza sensibles a las condiciones de productividad marina (Cu, Ni y Cd) (Fig. 6.4) implica que sí ocurrió formación de materia orgánica fitoplanctónica y, por tanto, al menos en parte, el kerógeno inicial debió ser del tipo II. Esto es confirmado por la presencia de calciesferas, roveacrínidos y radiolarios en las distintas microfacies determinadas, ya que, como se discutió previamente en el apartado 6.4.2, estos organismos proliferan en masas de agua con alta disponibilidad de nutrientes, y en donde se genera materia orgánica algácea. Esta proveniencia de la materia

orgánica concuerda con lo reportado en Texas (kerógeno tipo II, [Sun et al., 2016](#)) y en el estado de Coahuila en México (kerógeno tipo II y III, [Gonzalez-Betancourt et al., 2020](#)).

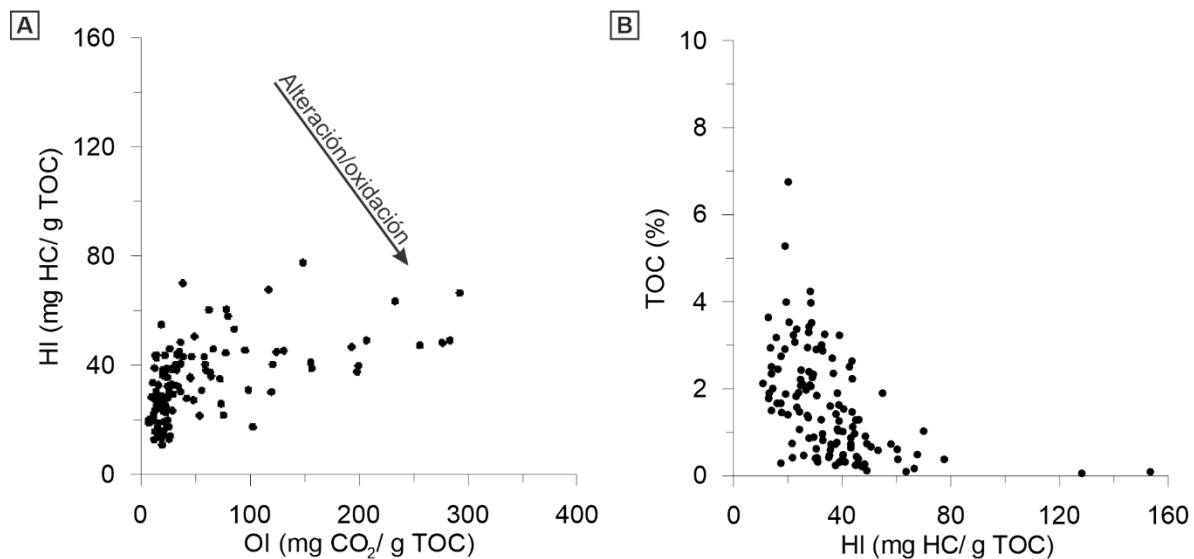


Figura 6.7. **A**-Diagrama de HI vs OI de la materia orgánica de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2, **B**-Correlación entre el Índice de Hidrogeno y el contenido Total de Carbono Orgánico (TOC) en las rocas de la Formación Eagle Ford en el núcleo IRME-2.

The background of the page is a photograph of a sediment core. The core is dark, almost black, and shows some internal layering and cracks. It is held in a light-colored, possibly white, container. A semi-transparent white rectangular box is centered over the core, containing the title and subtitle.

CONCLUSIONES

CAPÍTULO VII

Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2
en la cuenca de Sabinas, noreste de México

CONCLUSIONES

El análisis integrado de datos sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos del intervalo estudiado del núcleo IRME-2 provee una descripción detallada del registro del Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2) y del evento Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE), así como de la evolución de las condiciones paleoambientales durante el depósito de la Formación Eagle Ford en la cuenca de Sabinas, noreste de México.

De acuerdo con las biozonas reconocidas de foraminíferos planctónicos, las cuales abarcan desde la *Rotalipora cushmani* hasta la *Dicarinella concavata*, el intervalo estudiado se depositó durante el Cenomaniano tardío-Turoniano. La transición entre los miembros Inferior y Superior de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas parece ser más joven que en Texas.

Las características de las microfacies identificadas, en su mayoría compuestas por organismos pelágicos, tales como roveacrínidos, calciesferas, radiolarios y foraminíferos planctónicos, y con presencia de lodo calcáreo (micrita) indican que los sedimentos estudiados se depositaron en un ambiente marino pelágico, particularmente en el pie de talud y la plataforma profunda. Es posible que variaciones entre condiciones húmedas y áridas, quizás asociadas a los ciclos de Milankovitch, resultaran en la intercalación de niveles de caliza y lutita que caracteriza a la Formación Eagle Ford.

El intervalo correspondiente al OAE 2 fue identificado dentro de la parte superior de la biozona de *Rotalipora cushmani* y la parte inferior de la biozona *Whiteinella archaeocretacea* (parte media del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford). Este evento está definido por una excursión isotópica positiva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ con amplitud de 4.1‰, y el posterior retorno a los valores isotópico base. Por otro lado, la parte inferior del LTCE se reconoció dentro de la biozona de *Dicarinella concavata* (parte superior del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford), y es marcada por una pronunciada excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ con una amplitud de 4.75‰.

Diferentes procesos climáticos, tectónicos y oceanográficos a nivel regional y global dieron lugar a los cambios en las condiciones redox y de productividad durante el Cenomaniano–Turoniano en la cuenca de Sabinas.

Condiciones climáticas cada vez más húmedas y cálidas se instauraron en el noreste de México a finales del Cenomaniano, antes del desarrollo del OAE 2. Este escenario propició el aumento de la esorrentía, la meteorización geoquímica y el aporte de sedimentos a la cuenca de Sabinas, lo que a su vez desencadenó el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica, gracias al establecimiento de condiciones eutróficas y la expansión de la zona de mínimo oxígeno (Caliza Buda y parte inferior del Miembro Inferior de la Formación Eagle Ford). Durante el desarrollo del OAE 2, las condiciones cálidas continuaron hasta alcanzar un máximo durante el pico A de la excursión isotópica de carbono, para luego ser interrumpidas por el desarrollo del Plenus Cold Event. Durante este último el clima fue menos cálido, y tuvo lugar una disminución en la tasa de erosión en el continente y en el aporte de detritos y nutrientes a la cuenca. De esta forma, condiciones marinas oligotróficas y oxigenadas dieron lugar al depósito de sedimentos pobres en materia orgánica. Este cambio en las condiciones redox puede estar relacionado con la entrada de una masa de agua boreal en el Mar Interior Occidental y su prolongación hacia el sur en el Mar Interior Mexicano. El resto del intervalo del OAE 2 es caracterizado por la presencia de cortos e intermitentes lapsos en los que la expansión de la zona de mínimo oxígeno generó un fondo marino con condiciones disóxicas a anóxicas, mientras que condiciones eutróficas se desarrollaban en la columna de agua, dando lugar a sedimentos enriquecidos en materia orgánica. Por encima del pico C se establecieron condiciones más húmedas, aumentando el aporte de material terrígeno a la cuenca. Las condiciones redox fueron muy variables, oscilando entre oxigenadas y anóxicas.

Desde el final del OAE 2 hasta la parte media del Miembro Superior de la Formación Eagle Ford se desarrollaron condiciones menos húmedas pero inestables, y un régimen redox igualmente variable. Finalmente, durante la parte inferior del LTCE se establecieron condiciones más húmedas y cálidas, que permitieron el mayor arribo de detritos y nutrientes a la cuenca. Condiciones eutróficas se establecieron en la columna de agua, lo que sumado a la expansión de la zona de mínimo oxígeno permitió la preservación de la materia orgánica en los sedimentos. Estas condiciones fueron interrumpidas por periodos intermitentes de enfriamiento que redujeron la cantidad de material detrítico y nutrientes aportado a la cuenca, generando el establecimiento de condiciones oligotróficas.

La Formación Eagle Ford, en el núcleo IRME-2 tiene un potencial de generación de hidrocarburo que varía de pobre a muy bueno. Sin embargo, las rocas ya han sobrepasado la ventana de generación de hidrocarburos y se encuentran sobremaduras, por lo que su capacidad de generación es nula. De acuerdo con el análisis de los datos de Pirolisis Rock Eval, la materia orgánica es caracterizada como inerte (tipo IV), sin embargo, el análisis geoquímico y de microfacies permitió determinar que la materia orgánica originalmente tenía una afinidad marina (tipo II) y en menor proporción de tipo continental (tipo III).

REFERENCIAS



Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2 en la cuenca de Sabinas, noreste de México

REFERENCIAS

Adams, J.A.S. and Weaver, C.E. (1958). Thorium to uranium ratios as indicators of sedimentary processes Examples of the concept of geochemical facies. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 42: 387-430.

Adams, D., Hurtgen M., Sageman. (2010). Volcanic triggering of a biogeochemical cascade during Oceanic Anoxic Event 2 *Nat. Geosci.*, 3, pp. 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.

Albritton, C.C., Jr. (chairman). (1941). *Geology of Dallas County, Texas: Field and Laboratory*, v. 10, no. 1, p. 1-134., Dallas Petroleum Geologists General Committee, C.C. Albritton, Jr., chairman. Bulletin dedicated to memory of Robert T. Hill.

Algeo, T.J., Maynard, J.B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.* 206, 289–318.

Algeo, T.J., Tribovillard, N. (2009). Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chem. Geol.* 268, 211–225.

Anbar, A. D., y Knoll, A. H. (2002). Proterozoic ocean chemistry and evolution: a bioinorganic bridge?. *science*, 297(5584), 1137-1142.

Anderson, C., 1950, E. Scripps. (1940). Cruise to the Gulf of California; Part 1: Geology of islands and neighboring land areas: Geological Society of America, *Memori* 43, 1-53.

Anderson, T. H., & Silver, L. T. (1974). Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico and its relationship to circum-Pacific magmatism: Geological Society of America *Abstracts with Programs*, 6, 484.

Anderson, T., Schmidt, V. (1983). A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time. *America Bulletin*—>*Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 941–966.

Arthur, M. A., y Schlanger, S. O. (1979). Cretaceous “Oceanic Anoxic Events” as casual factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG bulletin*, 63(6), 870-885.

Arthur, M. A., Schlanger, S. T., y Jenkyns, H. C. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. Geological Society, London, *Special Publications*, 26(1), 401-420.

Arthur, M. A., Brumsack, H. J., Jenkyns, H. C., y Schlanger, S. O. (1990). Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In *Cretaceous resources, events and rhythms* (pp. 75-119). Springer, Dordrecht.

Arthur, M. A., & 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.

- Baker, S.J., Belcher, C.M., Barclay, R.S., Hesselbo, S.P., Laurin, J., Sageman, B.B. (2020). CO₂-induced climate forcing on the fire record during the initiation of Cretaceous oceanic anoxic event 2. *Geol. Soc. Am. Bull.* 132, 321–333.
- Baudin, F., & Riquier, L. (2014). The late Hauterivian Faraoni ‘oceanic anoxic event’: an update. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 185(6), 359-377.
- Barclay, R. S., McElwain, J. C., & Sageman, B. B. (2010). Carbon sequestration activated by a volcanic CO₂ pulse during Ocean Anoxic Event 2. *Nature Geoscience*, 3(3), 205-208.
- Beerling, D. J., Lomax, B. H., Royer, D. L., Upchurch, G. R., & Kump, L. R. (2002). An atmospheric pCO₂ reconstruction across the Cretaceous-Tertiary boundary from leaf megafossils. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(12), 7836-7840.
- Benamara, A., Charbonnier, G., Adatte, T., Spangenberg, J. E., & Föllmi, K. B. (2020). Precession-driven monsoonal activity controlled the development of the early Albian Paquier oceanic anoxic event (OAE1b): Evidence from the Vocontian Basin, SE France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537, 109406.
- Bergman, N.M., Lenton, T.M., Watson, A.J. (2004). COPSE: a new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 304, 3397-437.
- Bergman, S. C., Eldrett, J. S., & Minisini, D. (2021). Phanerozoic Large Igneous Province, Petroleum System, and Source Rock Links. *Large Igneous Provinces: A Driver of Global Environmental and Biotic Changes*, 191-228.
- Berner, R.A., Canfield, D.E., (1989). A new model for atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 289, 333-361.
- Berner, R.A. (1994). GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 294, 56-91.
- Bice, K. L., Birgel, D., Meyers, P. A., Dahl, K. A., Hinrichs, K. U., & Norris, R. D. (2006). A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO₂ concentrations. *Paleoceanography*, 21(2).
- Bird, D. E., Burke, K., Hall, S. A., & Casey, J. F. (2005). Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *AAPG Bulletin*, 89(3), 311-328.
- Bolli, H. M. (1966). Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Boln. Inj. Asoc. Venezolana Geol., Min y Petrol.*, 9: 3-32.
- Bomou, B., Adatte, T., Tantawy, A. A., Mort, H., Fleitmann, D., Huang, Y., Föllmi, K. B. (2013). The expression of the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event in Tibet. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 369. 466-481.
- Bomou, B., Adatte, T., Arnaud-Vanneau, A. (2019). Guerrero-Morelos carbonate platform response to the Caribbean-Colombian Cretaceous large igneous province during Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event 2. In *Mass extinctions, volcanism and impacts: New Developments*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 544, 105–136.

Borromeo, Laura; Andò, Sergio; France-Lanord, Christian; Coletti, Giovanni; Hahn, Annette; Garzanti, Eduardo. (2019). "Provenance of Bengal Shelf Sediments: 1. Mineralogy and Geochemistry of Silt." *Minerals* 9, no. 10: 640.

Borsetti, A. M. (1962). Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei Dintorni di Piobbico (Prov. di Pesaro). *Giornale di Geology Series*, 2(29), 19-75.

Brumsack, H.J. (2006). The trace metal content of recent organic-rich sediments: Implications for the Cretaceous black shale formation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 232, p. 344–361, doi:10.1016/j.palaeo.2005.05.011.

Burrows, R.H., (1910). *Geology of Northern México*. Geological Society of America Bulletin., Tomo VII, 1ra. Parte, p. 85-103.

Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., (2013). Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30 (1), 34–50.

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.

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, northern Mexico: insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics* 26, TC3007.

Charbonnier, G., Föllmi, K.B. (2017). Mercury enrichments in lower Aptian sediments support the link between Ontong Java large igneous province activity and oceanic anoxic episode 1a. *Geology* 45 (1), 63e66.

Charbonnier, G., Godet, A., Bodin, S., Adatte, T., & Föllmi, K. B. (2018). Mercury anomalies, volcanic pulses, and drowning episodes along the northern Tethyan margin during the latest Hauterivian-earliest Aptian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 337–350.

Charbonnier, G., Desmares, D., Bardin, J., (2020). Authigenic, volcanogenic, and detrital influences on the Cenomanian–Turonian clay sedimentation in the Western Interior Basin: implications for palaeoclimatic reconstructions. *Cretac. Res.* 106, 104228.

Charbonnier, G., Adatte, T., Föllmi, K. B., & Suan, G. (2020). Effect of Intense Weathering and Postdepositional Degradation of Organic Matter on Hg/TOC Proxy in Organic-rich Sediments and its Implications for Deep-Time Investigations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(2), e2019GC008707.

Charleston, S. (1981). A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, México. (C. Smich, & S. Katz, Edits.) *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern, México: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, 28-36.

- Chumakov, N. M., Zharkov, M. A., Herman, A. B., Doludenko, M. P., Kalandadze, N. N., Lebedev, E. L., ... & Rautian, A. S. (1995). Climatic belts of the mid-Cretaceous time. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 3(3), 42-63.
- Clarke, P. R., Portis, D. H., Barzola, G. J., Bello, H., & Basu, N. K. (2016). Assessing well performance in a prolific liquids-rich shale play—An Eagle Ford case study.
- 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.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2020). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Colin-Rodríguez, A., Nuñez-Useche, F., Adatte, T., Omaña-Pulido, L., Pura, A., Correa-Metrio, A., Barragán, R., Martínez-Yáñez, M., Enciso-Cárdenas, J. (en preparación). The expression of Late Cenomanian–Coniacian episodes of accelerated global change in the sedimentary record of the Mexican Interior Basin.
- Corbett, M. J., & Watkins, D. K. (2013). Calcareous nannofossil paleoecology of the mid-Cretaceous Western Interior Seaway and evidence of oligotrophic surface waters during OAE2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 392, 510-523.
- Clarkson, M. O., Stirling, C. H., Jenkyns, H. C., Dickson, A. J., Porcelli, D., Moy, C. M., ... & Lenton, T. M. (2018). Uranium isotope evidence for two episodes of deoxygenation during Oceanic Anoxic Event 2. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(12), 2918-2923.
- Cragin, F. W. (1895). A New Cretaceous Genus of Clypeastridae. *American Geologist*.
- Crider, A. (1906). Geology of south Alabama: *American Journal of Science*, 2nd ser., 6, 354-363, 1848.
- Cushman, J. A. (1931). The Foraminifera of the Atlantic Ocean pt. 8: Rotaliidae, Amphisteginidae, Calcarinidae, Cymbaloporetidae, Globorotaliidae, Anomalinidae, Planorbulinidae, Rupertiidae, and Homotremidae. *Bulletin of the United States National Museum*.
- Damsté, J. S. S., & Köster, J. (1998). A euxinic southern North Atlantic Ocean during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 158(3-4), 165-173.
- Damsté, J. S. S., van Bentum, E. C., Reichert, G. J., Pross, J., & Schouten, S. (2010). A CO₂ decrease-driven cooling and increased latitudinal temperature gradient during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1-2), 97-103.
- Delgado, L. (2017). Caracterización Litológica Y Geoquímica Del Pozo Irme 2 Realizado En El Municipio Melchor Muzquiz, Coahuila Al Noreste De México. Tesis de maestría Universidad Autónoma de Coahuila, Escuela Superior de Ingeniería “lic. adolfo lópez mateos”.

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.

Denne, R. A., Hinote, R. E., Breyer, J. A., Kosanke, T. H., Lees, J. A., Engelhardt-Moore, N., Paw, J. M., y Tur, N. (2014). The Cenomanian–Turonian Eagle Ford Group of South Texas: Insights on timing and paleoceanographic conditions from geochemistry and micropaleontologic analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 413, 2-28.

De Cserna, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México: entre Terreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional.

De la Rosa, G. (2018). Caracterización geoquímica y petrográfica de la Formación Eagle Ford como yacimiento tipo Shale Gas, en la porción central de la Provincia Geológico - Petrolera Sabinas. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Coahuila.

Desmares, D., Grosheny, D., Beaudoin, B., Gardin, S., y Gauthier-Lafaye, F. (2007). High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ash beds at the Cenomanian–Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA. *Cretaceous Research*, 28(4), 561-582.

Dias-Brito, D. (2000). Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian–Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. *Cretaceous Research*, 21(2-3), 315-349.

Dickinson, W. R., y Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160.

Donovan, A.D., Staerker, T.S., Pramudito, A., Li, W., Corbett, M.J., Lowery, C.M., Miceli, Romero, A., Gardner, R.D. (2012). The Eagle Ford outcrops of west Texas: a laboratory for understanding heterogeneities within unconventional mudstone reservoirs. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. J.* 1, 162–185.

Donovan, A. D., Staerker, T. S., Gardner, R., Pope, M. C., Pramudito, A., & Wehner, M. (2016). Findings from the Eagle Ford outcrops of west Texas and implications to the subsurface of south Texas.

Du Vivier, A.D.C., Selby, D., Sageman, B.B., Jarvis, I., Gröcke, D.R., and Voigt, S. (2014). Marine 187Os/188Os isotope stratigraphy reveals the interaction of volcanism and ocean circulation during Oceanic Anoxic Event 2: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 389, p. 23–33, doi:10.1016/j.epsl.2013.12.024.

Duque-Botero, F., & 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).

Duque-Botero, F., Maurrasse, F.J.-M.-R., Hickey-Vargas, R., Melinte, M., Jaffe, R., Lopez Oliva, J.G., (2009). Microspheroids accumulation and geochemistry of an anoxic basin of the Cenomanian/Turonian: the record of the Indidura Formation, NE Mexico. *Geologic Problem Solving with Microfossils: A Volume in Honor of Garry D. Jones*. Society for Sedimentary Geology, Society of Sedimentary Geology Special Publication 93, pp. 171–186.

- Duggen, S., Olgun, N., Croot, P., Hoffmann, L.J., Dietze, H., Delmelle, P. and Teschner, C. (2010) The role of airborne volcanic ash for the surface ocean biogeochemical iron cycle: a review. *Biogeosciences*, 7, 827–844.
- Dumble, E. T. (1892). Notes on the geology of the valley of the middle Rio Grande: *Geological Society of America Bulletin*, v. 3, p. 219-230.
- Duncan, R. A. (2002). A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge. *Journal of Petrology*, 43(7), 1109-1119.
- Du Vivier, A.D., Selby, D., Sageman, B.B., Jarvis, I., Gröcke, D.R., Voigt, S. (2014). Marine 187Os/188Os isotope stratigraphy reveals the interaction of volcanism and ocean circulation during Oceanic Anoxic Event 2. *Earth Planet. Sci. Lett.* 389, 23–33.
- Edman, J. D., & Pitman, J. K. (2010). Geochemistry of Eagle Ford Group source rocks and oils from the First Shot field area, Texas.
- Eguiluz de A., S., (2000). Origen y evolución de una cuenca Triásico-Jurásica en el centro de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Publicaciones ocasionales no. 2, Cuarta reunión sobre la Geología del Noroeste de México y áreas adyacentes, Resúmenes, 27 p.
- Eguiluz de Antuñano, S. (2001). Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 62 (2), 285–311.
- Eicher, D. L., & Worstell, P. (1970). Cenomanian and Turonian foraminifera from the great plains, United States. *Micropaleontology*, 269-324.
- Elderbak, K., Leckie, M. (2015). 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. (2014). Decoupling of the carbon cycle during Ocean Anoxic Event 2, *Geological Society of America*, doi:10.1130/G35520.1.
- 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. (2015). An astronomically calibrated stratigraphy of the Cenomanian, Turonian and earliest Coniacian from the Cretaceous Western Interior Seaway, USA: Implications for global chronostratigraphy, *Cretaceous Res.*, 56, 316–344.
- Eldrett, J. S., Ma, C., Bergman, S. C., Ozkan, A., Minisini, D., Lutz, B. & Kelly, A. E. (2015). Origin of limestone–marlstone cycles: astronomic forcing of organic-rich sedimentary rocks from the Cenomanian to early Coniacian of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 423, 98-113.
- Eldrett, J.S., Dodsworth, P., Bergman, S.C., Wright, M., Minisini, D. (2017). Water-mass evolution in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America and equatorial Atlantic. *Clim. Past*. 13, 855–878.

- Elrick, M., Molina-Garza, R., Duncan, R., & 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.
- El-Sabbagh, A., Tantawy, A. A., Keller, G., Khozyem, H., Spangenberg, J., Adatte, T., & Gertsch, B. (2011). Stratigraphy of the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event OAE2 in shallow shelf sequences of NE Egypt. *Cretaceous Research*, 32(6), 705-722.
- Enciso-Cárdenas, J. J., Núñez-Useche, F., Ortegón, L. F. C., de la Rosa-Rodríguez, G., Martínez-Yañez, M., & 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, 103184.
- Energy Information Administration. (2015). *Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources (Mexico)*.
- Erba, E. (2004). Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine micropaleontology*, 52(1-4), 85-106.
- 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.
- Escalante-Martínez, J. C., Rocha-Rocha, M., Chiapa-García, R.R., Bastida-Jiménez, R. (2002). *Carta Geológico-Minera: definición del lineamiento Delicias-Mulato; México*, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis doctoral, 35pp.
- Fairbanks, M. D., Ruppel, S. C., & Rowe, H. (2016). High-resolution stratigraphy and facies architecture of the Upper Cretaceous (Cenomanian–Turonian) Eagle Ford Group, Central Texas. *AAPG bulletin*, 100(3), 379-403.
- Ferré, B., Granier, B., Gorzelak, P., & Salamon, M. A. (2018). Cretaceous Roveacrinids from Mexico revisited: Overcoming the taxonomic misidentifications and subsequent biostratigraphic abuse. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(2), 499-530.
- Fitton, J. G., y Godard, M. (2004). Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. *Geological Society, London, Special Publications*, 229(1), 151-178.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vázquez-Serrano, A. (2012). The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere* 8 (4), 931–949.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T., Juárez-Arriaga, J., Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics, *Earth-Science Reviews*, Volume 183 Pages 56-84, ISSN 0012-8252.

- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Science & Business Media.
- Föllmi, K. B., Godet, A., Bodin, S., & 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).
- Föllmi, K. B. (2012). Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35, 230-257.
- Frey, F. A., Weis, D., Yang, H. J., Nicolaysen, K., Leyrit, H., y Giret, A. (2000). Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen plume. *Chemical Geology*, 164(1-2), 61-80.
- French, K. L., Birdwell, J. E., & Whidden, K. J. (2019). Geochemistry of a thermally immature Eagle Ford Group drill core in central Texas. *Organic Geochemistry*, 131, 19-33.
- Friedrich, O., Schmiedl, G., y Erlenkeuser, H. (2006). Stable isotope composition of Late Cretaceous benthic foraminifera from the southern South Atlantic: Biological and environmental effects. *Marine Micropaleontology*, 58(2), 135-157.
- Fries, C. (1960). *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*. Vol. 60. Instituto de Geología, UNAM, Boletín 236 pp.
- Frogner, P., Gislason, S.R. and Oskarsson, N. (2001) Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water. *Geology*, 29, 487–490.
- Gale, A.S., Christensen, W.K. (1996). Occurrence of the belemnite *Actinocamax plenus* in the Cenomanian of SE France and its significance. *Bull. Geol. Soc. Den.* 43, 68–77.
- Galloway, W.E. (2008). Depositional evolution of the Gulf of Mexico sedimentary basin. En Miall, A.D. *The sedimentary basins of the United States and Canada: Sedimentary basins of the world, Volume 5*. Amsterdam. Elsevier, p. 505–549.
- Gambacorta, G., Bottini, C., Brumsack, H. J., Schnetger, B., & Erba, E. (2020). Major and trace element characterization of Oceanic Anoxic Event 1d (OAE 1d): Insight from the Umbria-Marche Basin, central Italy. *Chemical Geology*, 557, 119834.
- Gibson, A.T. (2014). *Paleoenvironmental analysis and reservoir characterization of the late cretaceous eagle Ford formation in frio county, Texas, USA*. Ph.D. Thesis Colorado School of Mines 136.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., (1991). *Sequence Stratigraphy and Cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico, a Field Guidebook: Gulf Coast Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology)* (85 pp).
- 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*, pp. 1–58.

González-Negrete, E. (2019). Prospección petrolífera de la Formación Eagle Ford, haciendo uso del análisis integrado de la caracterización geológica y geoquímica del núcleo IRME-2, ubicado en la provincia geológica petrolera de Sabinas del estado de Coahuila. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Coahuila.

Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., and Damon, P. E., (1992). Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío- Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 42, p. 1–18.

Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Kassab, A. S., Tantawy, A. A. A., & Stueben, D. (2010). Cenomanian–Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), 165-182.

Han, Z., Hu, X., Li, J., & Garzanti, E. (2016). Jurassic carbonate microfacies and relative sea-level changes in the Tethys Himalaya (southern Tibet). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 456, 1-20.

Handoh, I. C., & Lenton, T. M. (2003). Periodic mid-Cretaceous oceanic anoxic events linked by oscillations of the phosphorus and oxygen biogeochemical cycles. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(4).

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de GRaciansky, P.C., Vail, P.P. (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins.

Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.

Haq, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 44-58.

Harland, M., Francis, J. E., Brentnall, S. J., & 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.

Harris, G. (1894). On the geological position of the Eocene deposits of Maryland and Virginia: *American Journal of Science*, 3rd series, 47, 301-304.

Hart, M. B. (1991). The Late Cenomanian calcisphere global bioevent. *Proceedings of the Ussher Society*, 7(4), 413-417.

Hatch, J.R., 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. *Chem. Geol.* 99, 65– 82.

Hay, W. W. (2009). Cretaceous oceans and ocean modeling. *SEPM Special Publication*, 91, 243-271.

Hay, W. W., & Floegel, S. (2012). New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115(4), 262-272.

Heim, A., 1940, The Front Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33(2), 313-352.

Heimhofer, U., Wucherpfennig, N., Adatte, T., Schouten, S., Schneebeli-Hermann, E., Gardin, S., & Kujau, A. (2018). Vegetation response to exceptional global warmth during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature Communications*, 9(1), 1-8.

Heldt, M., Bachmann, M., & Lehmann, J. (2008). Microfacies, biostratigraphy, and geochemistry of the hemipelagic Barremian–Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethys margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(3-4), 246-260.

Hentz, T. F., & Ruppel, S. C. (2010). Regional lithostratigraphy of the Eagle Ford Shale: Maverick Basin to East Texas Basin.

Herrle, J. O., Kößler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., & Hemleben, C. (2004). High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 149-161.

Herrle, J. O., Schröder-Adams, C. J., Davis, W., Pugh, A. T., Galloway, J. M., & Fath, J. (2015). Mid-Cretaceous High Arctic stratigraphy, climate, and oceanic anoxic events. *Geology*, 43(5), 403-406.

Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J. (1997). Guerrero-Morelos platform drowning at the Cenomanian–Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretac. Res.* 18, 661–686.

Hetzl, A., Böttcher, M.E., Wortmann, U. G., Brumsack. (2009). Paleoredox conditions during OAE2 reflected in Demerara Rise sediment geochemistry (ODP leg 207). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 273, 302-328.

Helz, G.R., Miller, C.V., Charnock, J.M., Mosselmans, J.F.W., Patrick, R.A.D., Gardner, C.D., Vaughan, D.J. (1996). Mechanism of molybdenum removal from the sea and its concentration in black shales: EXAFS evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3631–3642.

Hill, R.T. (1887). The topography and geology of the Cross Timbers and surrounding regions in northern Texas: *American Journal of Science*, 3rd series, v. 33, p. 291-303.

Hill, R. T. (1891). The Comanche series of the Texas-Arkansas region. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2(1), 503-528.

Hill, R. T., & Vaughan, T. W. (1898). *Geology of the Edwards Plateau and the Rio Grande Plain Adjacent to Austin and San Antonio, Texas: With Reference to the Occurrence of Underground Waters* (Vol. 18). US Government Printing Office.

Hill, R. (1901), *Geography and Geology of the Black and Grand Prairies, Texas with Detailed descriptions of the Cretaceous Formations and Special Reference to Artesian Waters, en Twenty – First Annual Report of the United States Geological Survey to the Secretary of the Interior*, 666 p.

- Humphrey, W. E. (1949). Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 60, p. 80-176.
- Humphrey, E.W., Díaz, T. (1956). Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast Mexico: México, D.F., Petróleos Mexicanos, NE-M-799, Informe inédito, 186p.
- Humphrey, E.W., Díaz, T. (2003). Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast Mexico: Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 267, 152p.
- 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.
- Imlay, R. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, México, Part IV, Geology of the Western part of the Sierra de Parras. *Society Geologic*, 47, 1091-1152.
- Imlay, R. W., (1938). Studies of the Mexican Geosyncline: Geological Society of America Bulletin, 49, 1651-1694.
- Imlay, R.W., (1940). Neocomian faunas of northern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 51(1), 117- 190.
- Imlay, R. W., (1953). Las formaciones jurásicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 16(1); 1-64.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change. (2013) Climate Change 2013: the Physical basis. Contribution of working group I to the fifth Assessment report of the intergovernmental panel on Climate change, eds T. F. Stocker et al., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., Cambridge University Press.
- 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., Lignum, J.S., Gröcke, D.R., Jenkyns, H.C., Pearce, M.A. (2011). Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography* 26, PA3201.
- Jarvis, I., Trabucho-Alexandre, J., Gröcke, D.R., Uličný, D., Laurin, J. (2015). Intercontinental correlation of organic carbon and carbonate stable isotope records: evidence of climate and sea-level change during the Turonian (Cretaceous). *Dep. Rec.* 1, 53–90.
- Jefferies, R.P.S. (1963). The stratigraphy of the Actinocamax plenus subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Assoc.* 74, 1–33.
- Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137(2), 171-188.
- 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.

Jenkyns, H.C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 11, Q03004, doi:10.1029/2009GC002788.

Jenkyns, H.C., Dickson, A.J., Ruhl, M., 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.

Johnson, C. A. (1989). Structural Analysis of the fold and thrust belt in the vicinity of Monterrey, northeastern México. Houston, Texas, EUA.: Exxon Productions Research Company.

Johnson, C. A., & Gray, G. G. (1991). Structure and tectonics of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt near Monterrey, northeastern México. *American Association of Petroleum Geologists*, 75, 603.

Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tóvar, J., Long, L. E., and Laudon, T. S. (1984). The Mesozoic La Mula island, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 95(10), 1226-1241.

Jones, B., Manning, D.A.C. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111, 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., Meyers, S. R. (2018). Turonian sea level and paleoclimatic events in astronomically tuned records from the Tropical North Atlantic and Western Interior Seaway. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 33, 470–492.

Joo, Y. J., & Sageman, B. B. (2014). Cenomanian to Campanian carbon isotope chemostratigraphy from the Western Interior Basin, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(7), 529-542.

Joo, Y. J., Sageman, B. B., & Hurtgen, M. T. (2020). Data-model comparison reveals key environmental changes leading to Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event 2. *Earth-Science Reviews*, 103123.

Juárez-Arriaga, J., Lawton, T., E. Ocampo-Díaz, Y., Stockli, D., Solari, I. (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, DOI: 10.1080/00206814.2019.1581848.

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., Han, Q., Adatte, T., y Burns, S. J. (2001). Palaeoenvironment of the Cenomanian–Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22(4), 391-422.
- Keller, G., y Pardo, A. (2004). Age and paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51(1-2), 95-128.
- Keller, G. (2008). Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 754-771.
- Kerr, A. C. (1998). Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian–Turonian boundary?. *Journal of the Geological Society*, 155(4), 619-626.
- Kidder, D.L., Worsley, T.R. (2010). Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression) episodes, and mass extinctions. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 295, 162-191.
- Kidder, D.L., Worsley, T.R. (2012). Human-induced hothouse climate?. *Geological Society of America. Today* 22, 4-11.
- Kuroda, J., Ogawa, N. O., Tanimizu, M., Coffin, M. F., Tokuyama, H., Kitazato, H., & Ohkouchi, N. (2007). Contemporaneous massive subaerial volcanism and late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(1-2), 211-223.
- Kuypers, M.M.M, Van Breugel, Y., Schouten, S., Erba, E., Sinninghe Damsté, J.S. (2004). N₂-Fixing cyanobacteria supplied nutrient N for Cretaceous oceanic anoxic events *Geology* 32, 853-856.
- Larson, R.L. (1991). Latest pulse of earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology* 19, 547e550. Larson, R.L., Erba, E., 1999.
- Larson, R. L. (1991). Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19(10), 963-966.
- Laurin, J., Barclay, R. S., Sageman, B. B., Dawson, R. R., Pagani, M., Schmitz, M., ... & McElwain, J. C. (2019). Terrestrial and marginal-marine record of the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2): High-resolution framework, carbon isotopes, CO₂ and sea-level change. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 524, 118-136.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., & Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3), 13-1.
- Lenssen, N. J., Schmidt, G. A., Hansen, J. E., Menne, M. J., Persin, A., Ruedy, R., & Zyss, D. (2019). Improvements in the GISTEMP uncertainty model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(12), 6307-6326.
- Lewan, M.D. (1984). Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 48, 2231–2238.

- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, D.A., Sliter, I.P., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J. (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111 (7), 1010–1029.
- Lowery, C.M., Corbett, M.J., Leckie, R.M., Watkins, D., Miceli Romero, A., Pramu-dito, A. (2014). Foraminiferal and nannofossil paleoecology and paleoceanography of the Cenomanian-Turonian Eagle Ford Shale of southern Texas. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 413 (2014), pp. 49-65.
- Lucas, S. G., Krainer, K., Spielmann, J. A., & Durney, K. (2010). Cretaceous stratigraphy, paleontology, petrography, depositional environments, and cycle stratigraphy at Cerro de Cristo Rey, Doña Ana County, New Mexico. *New Mexico Geology*, 32(4), 103-130.
- Lundquist, J.J. (2000). Foraminiferal Biostratigraphic and Paleoceanographic Analysis of the Eagle Ford, Austin, and Lower Taylor Groups (Middle Cenomanian through Lower Campanian) of Central Texas. University of Texas at Austin (Ph.D. dissertation, 545 p.).
- Mansour, A., Gentzis, T., Carvajal-Ortiz, H., Tahoun, S. S., & Wagreich, M. (2020). Geochemistry and palynology of the upper Albian at the Abu Gharadig Basin, southern Tethys: Constraints on the oceanic anoxic event 1d. *Geological Journal*, 55(9), 6338-6360.
- Martini, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2016). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38-55.
- Maher, Jr, H. D. (2001). Manifestations of the Cretaceous High Arctic large igneous province in Svalbard. *The Journal of Geology*, 109(1), 91-104.
- Mahoney, J. J., Storey, M., Duncan, R. A., Spencer, K. J., y Pringle, M. (1993). Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In *The mesozoic Pacific: Geology, tectonics, and volcanism* (Vol. 77, pp. 233-261). Washington, DC: AGU.
- Márquez, D., B. (1979). Evaluación petrolera de sedimentos carbonatados del Cretácico en el Golfo de Sabinas, NE de México: *Ingeniería Petrolera*, v. 19, no. 8, p. 28–37.
- Matsumoto, H., Kuroda, J., Coccioni, R., Frontalini, F., Sakai, S., Ogawa, N. O., & Ohkouchi, N. (2020). Marine Os isotopic evidence for multiple volcanic episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1b. *Scientific reports*, 10(1), 1-10.
- McCarthy, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., & Stankiewicz, C. (2011). La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras. *Oilfield Review*, 23(2), 36-47.
- McLennan, S.M. (1993). Weathering and global denudation. *Journal of Geology* 101, 295–303.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E. (1984). History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. *Geology* 12, 103–107.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Long, L. E. (1990). Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 593–614.

- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Hammond, D.E., Holm, C. (2005). Authigenic uranium: relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 95–108.
- Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., & Zhao, Z. C. (2007). Global climate projections. Chapter 10.
- Méhay, S., Keller, C. E., Bernasconi, S. M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C., & Hochuli, P. A. (2009). A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology*, 37(9), 819-822.
- Menegatti, A. P., Weissert, H., Brown, R. S., Tyson, R. V., Farrimond, P., Strasser, A., & Caron, M. (1998). High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian “Livello Selli” of the Alpine Tethys. *Paleoceanography*, 13(5), 530-545.
- Meyer, K. M., & Kump, L. R. (2008). Oceanic euxinia in Earth history: causes and consequences. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 251-288.
- Meyers, S.R. (2007). Production and preservation of organic matter: The significance of iron: *Paleoceanography*, v. 22, PA4211, doi:10.1029/2006PA001332.
- Meyers, S. R., Sageman, B. B., & Arthur, M. A. (2012). Obliquity forcing of organic matter accumulation during Oceanic Anoxic Event 2. *Paleoceanography*, 27(3).
- Michalzik, D., and Schumann, D. (1994). Lithofacies relationships and paleoecology of a Late Jurassic–Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of northeast Mexico: *Sedimentology*, v. 41, p. 463–477.
- Minghui Li, Shichang Kang, Liping Zhu, Qinglong You, Qiangong Zhang, Junbo Wang. (2008). Mineralogy and geochemistry of the Holocene lacustrine sediments in Nam Co, Tibet. *Quaternary International*, Volume 187, Issue 1. 105-116.
- Moran-Zenteno, D. (1994). The geology of the Mexican republic: *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* no. 39, 160 p.
- Mort, H. P., Adatte, T., Keller, G., Bartels, D., Föllmi, K. B., Steinmann, P., Chellai, E. H. (2008). Organic carbon deposition and phosphorus accumulation during Oceanic Anoxic Event 2 in Tarfaya, Morocco. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 1008-1023.
- Muir, M.J. (1936). *Geology of the Tampico Region Mexico: the American Association of Petroleum Geologist, USA, Oklahoma*, 280 pp.
- Navarro-Ramirez, J. P., Bodin, S., Consorti, L., & Immenhauser, A. (2017). Response of western South American epeiric-neritic ecosystem to middle Cretaceous Oceanic Anoxic Events. *Cretaceous Research*, 75, 61-80.
- Neal, C. R., Coffin, M. F., & Sager, W. W. (2019). Contributions of scientific ocean drilling to understanding the emplacement of submarine large igneous provinces and their effects on the environment. *Oceanography*, 32(1), 176-192.
- Negra, M. H., Zagarni, M. F., Hanini, A., y Strasser, A. (2011). The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(6), 507-519.

- Novak, A., & Egenhoff, S. (2019). Soft-sediment deformation structures as a tool to recognize syndepositional tectonic activity in the middle member of the Bakken Formation, Williston Basin, North Dakota. *Marine and Petroleum Geology*, 105, 124-140.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., & Canet, C. (2015). Geochemical and paleoenvironmental record of the early to early late Aptian major episodes of accelerated change: Evidence from Sierra del Rosario, Northeast Mexico. *Sedimentary Geology*, 324, 47-66.
- 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. Universidad Nacional Autónoma De México. México.
- Núñez-Useche, F., Canet, C., Barragán, R., Alfonso, P. (2016). Bioevents and redox conditions around the Cenomanian-Turonian anoxic event in Central Mexico. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 449, 205–226.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Torres-Martínez, M.A., López-Zúñiga, P., Moreno-Bedmar, J., Chávez-Cabello, G., Canet, C., 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*, Volume 113, 2020, 104488.
- O'Connor, L.K., Jenkyns, H.C., Robinson, S.A., Remmelzwaal, S.R., Batenburg, S. J., Parkinson, I.J., Gale, A.S. (2020). A Re-evaluation of the Plenian Cold Event, and the Links Between CO₂, Temperature, and Seawater Chemistry During OAE 2. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 35, e2019PA003631.
- Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón, B.E., 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, 57–63.
- Oksanen, J., Blanchet, F. G., Kindt, R., Legendre, P., Minchin, P. R., O'hara, R. B., ... & Oksanen, M. J. (2013). Package 'vegan'. *Community ecology package*, version, 2(9), 1-295.
- 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.
- Omaña, L., Torres, J. R., López Doncel, R., Alencáster, G., & López Caballero, I. (2014). A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles-San Luis Potosí platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(1), 28-44
- Orth, C.J., Attrep, M., Quintana, L.R., Elder, W.P., Kauffman, E.G., Diner, R., and Villamil, T. (1993). Elemental abundance anomalies in the late Cenomanian extinction interval: A search for the source(s): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 117, p. 189–204, doi:10.1016/0012-821X(93)90126-T.

Ostrander, C. M., Owens, J. D., & Nielsen, S. G. (2017). Constraining the rate of oceanic deoxygenation leading up to a Cretaceous Oceanic Anoxic Event (OAE-2:~ 94 Ma). *Science advances*, 3(8), e1701020.

Owens, J. D., Lyons, T. W., Li, X., Macleod, K. G., Gordon, G., Kuypers, M. M., ... & 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).

Ovianki, S. (1974). Paleodepositional environments in the upper Jurassic Zuloaga Formation, northeast of Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 24, 258-278.

Padilla Sánchez., R. J. (1986). Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157–206.

Padilla y Sánchez, R.J. (2007). Evolución geológica del surestemexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LIX 1, 19–42.

Pearce, M. A., Jarvis, I., & Tocher, B. A. (2009). The Cenomanian–Turonian boundary event, OAE2 and palaeoenvironmental change in epicontinental seas: new insights from the dinocyst and geochemical records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280(1-2), 207-234.

Peters K. E. (1986). Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. *AAPG Bulletin*, 70. doi:10.1306/94885688-1704-11d7-8645000102c1865d

Petróleos Mexicanos (PEMEX). (1988). Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico: México, D.F., subdirección de producción primaria, Coordinación ejecutiva de exploración. Informe técnico, 229 pp.

Pessagno, E. (1969). *GSA Memoir* 111, Upper Cretaceous Stratigraphy of the Western Gulf Coast Area of Mexico, Texas, and Arkansas (139 p.).

Pindell, J.L., Dewey, J.F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1, 179–211.

Pindell, J.L., Kennan, L. (2001). Processes and events in the terrane assembly of Trinidad and eastern Venezuela. In: Fillon, R.H., Rosen, N.C., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingill, H.,

Pindell, J., Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean, and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 328, 1–55.

Phair, R.H., Roberts, H.H., Van Hoorn, B. (Eds.), *Transactions of the 21st GCSSEPM Annual Bob F. Perkins Research Conference: Petroleum Systems of Deep- Water Basins*, pp. 159–192.

Pogge von Strandmann, P.A.E., Jenkyns, H. C., Woodfine, R.G. (2013). Lithium isotope evidence for enhanced weathering during Oceanic Anoxic Event 2. *Nat. Geosci.* 6, 668–672.

- Poulsen, C. J., Gendaszek, A. S., & Jacob, R. L. (2003). Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum?. *Geology*, 31(2), 115-118.
- Reolid, M., Sánchez-Quiñónez, C. A., Alegret, L., & Molina, E. (2015). Palaeoenvironmental turnover across the Cenomanian-Turonian transition in Oued Bahloul, Tunisia: foraminifera and geochemical proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417, 491-510.
- Révész, K. M., & Landwehr, J. M. (2002). $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of CaCO_3 measured by continuous flow isotope ratio mass spectrometry: statistical evaluation and verification by application to Devils Hole core DH-11 calcite. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 16(22), 2102-2114.
- Rizwan, M., Hanif, M., Ali, N., & Rehman, M. U. (2020). Microfacies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Fort Munro Formation in the Rakhi Nala Section, Sulaiman range, Pakistan. *Carbonates and Evaporites*, 35(4), 1-20.
- Rogers, J.J.W. and Adams, J.A.S. (1969). Abundances in rock forming minerals (I), uranium minerals (II). In: K.H. Wedepohl (Editor), *The Handbook of Geochemistry*, Sect. 92-D. Springer, Berlin, pp. 92-D1-92-D2.
- 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.
- Roemer, F. (1852). *Die Kreidebildungen von Texas und organischen Einschlusse*: Bonn, Adolph Marcus, pp. 100.
- Salvador, A., and Green, A. R., (1980). Opening of the Caribbean Tethys, in Aubouin, J., Delbelmos, J., and Latreille, M., eds., *Geologie de Chaines Alpines Issues de la Tethys—Geology of the Alpine chains born of the Tethys: Bureau Recherche Geologique Minerieres Memoir 115*, p. 224–229.
- Salvador, A. (1987). Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419–451.
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America J*, pp. 389–444.
- Santamaria, O. D., A. F. Ortuno, T. Adatte, U. A. Ortiz, R. A. Riba, and N. S. Franco. (1991). *Evolucion geodinamica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila: Instituto Mexicano del Petroleo internal report*.
- Savrda, C. E. (2007). Trace fossils and marine benthic oxygenation. In *Trace fossils* (pp. 149-158). Elsevier.
- Scaife, J. (2018). *Sedimentology and Sedimentary Geochemistry of the Eagle Ford Group*. Ph.D. Thesis. University of Oxford, Texas.
- Scaife, J. D., Ruhl, M., Dickson, A. J., Mather, T. A., Jenkyns, H. C., Percival, L. M. E., ... & Minisini, D. (2017). Sedimentary mercury enrichments as a marker for submarine large

igneous province volcanism? Evidence from the Mid-Cenomanian event and Oceanic Anoxic Event 2 (Late Cretaceous). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(12), 4253-4275.

Scholle, P. A., y Arthur, M. A. (1980). Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64(1), 67-87.

Sellards, E. H. (1932). *The geology of Texas: stratigraphy*. University of Texas at Austin.

Sinton, C. W., Duncan, R. A., Storey, M., Lewis, J., y Estrada, J. J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155(3-4), 221-235.

Schlanger, S.O., Jenkyns, H. (1976). *Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and consequences*, v. 55, *Geologie en Mijnbouw*.

Schumard, B. (1862). Descriptions of new Cretaceous fossils from Texas: *Proceedings of the Boston Society of natural History*, 8:188-205.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., and Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.

Sinton, C. W., Duncan, R. A., Storey, M., Lewis, J., y Estrada, J. J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155(3-4), 221-235.

Skelton, P. (2003). *The Cretaceous world*. The Open University, Cambridge University Press, Cambridge (360p).

Socorro, J., & Maurrasse, F. M. (2019). Continuous accumulation of organic matter-rich sediments associated with Oceanic Anoxic Event 1a in the El Pujal section, Organyà Basin, Catalunya Spain and its relation to episodic dysoxia. *Cretaceous Research*, 95, 225-251.

Stern, R. J., y Dickinson, W. R. (2010). The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere*, 6(6), 739-754.

Stinnesbeck, W., Ifrim, C., Schmidt, H., Rindfleisch, A., Buchy, M. C., Frey, E., ... & Smith, K. T. (2005). A new lithographic limestone deposit in the Upper Cretaceous Austin Group at El Rosario, county of Múzquiz, Coahuila, northeastern Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 22(3), 401-418.

Snow, L.J., Duncan, R.A., and 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*, v. 20, PA3005, doi:10.1029/2004PA001093.

Stephenson, L. W. (1922). *Some Upper Cretaceous shells of the rudistid group from Tamaulipas, Mexico (Vol. 61)*. US Government Printing Office.

Sundby, B., Martinez, P., Gobeil, C. (2004). Comparative geochemistry of cadmium, rhenium, uranium and molybdenum in continental margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2485-2493.

- Suryanarayana, C., & Norton, M. G. (2013). X-ray diffraction: a practical approach. Springer Science & Business Media.
- Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *American Bulletin* → *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, 249–264.
- Tarduno, J. A., Mayer, L. A., y Musgrave, R. (1991). High-resolution, whole-core magnetic susceptibility data from Leg 130, Ontong Java Plateau.
- Taylor, Howard (2001). *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. Practices and Techniques.* USA: Academic Press.
- Takashima, R., Nishi, H., Huber, B.T., Leckie, R.M. (2006). Greenhouse world and the Mesozoic ocean. *Oceanography* 19, 64-74.
- Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Tomosugi, T., Fernando, A. G., Tanabe, K., ... & Hayashi, K. (2011). Prevailing oxic environments in the Pacific Ocean during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Nature communications*, 2(1), 1-5.
- Tejada, M. L. G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Cey, J. J., Ohkouchi, N. & Tatsumi, Y. (2009). Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology*, 37(9), 855-858.
- Trabucho Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G. A., van der Zwan, K. J., van de Wal, R. S., Dijkstra, H. A., & de Boer, P. L. (2010). The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: black shales and OAEs. *Paleoceanography*, 25(4).
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.* 232, 12–32.
- Turekian, K.K., Wedepohl, K.H. (1961). Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72(2), 175–192.
- Turgeon, S. C., y Creaser, R. A. (2008). Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode. *Nature*, 454 (7202), 323-326.
- Udden, J.A. (1907). *A Sketch of the Geology of the Chisos Country, Brewster County, Texas.* 93. University of Texas Bulletin, Austin, pp. 29–33.
- Uličný, D., Jarvis, I., Gröcke, D. R., Čech, S., Laurin, J., Olde, K., Trabucho-Alexandre J., Švábenická, L., 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 405, 42–58.
- Ullmann, C. V., Boyle, R., Duarte, L. V., Hesselbo, S. P., Kasemann, S. A., Klein, T., & Aberhan, M. (2020). Warm afterglow from the Toarcian Oceanic Anoxic Event drives the success of deep-adapted brachiopods. *Scientific reports*, 10(1), 1-11.
- Uramoto, G. I., Abe, Y., Hirano, H. (2009). Carbon isotope fluctuations of terrestrial organic matter for the Upper Cretaceous (Cenomanian–Santonian) in the Obira area of Hokkaido, Japan. *Geol. Mag.* 146, 761–774.

- Uramoto, G. I., Tahara, R., Sekiya, T., & Hirano, H. (2013). Carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter for the Turonian (Upper Cretaceous) in northern Japan: Implications for ocean-atmosphere $\delta^{13}\text{C}$ trends during the mid-Cretaceous climatic optimum. *Geosphere*, 9(2), 355-366.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: C.E., P. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir*. Vol. 26, pp. 83–97.
- Van Bentum, E. C., Hetzel, A., Brumsack, H. J., Forster, A., Reichart, G. J., & 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(3-4), 489-498.
- Van Bentum, E., Reichart, G.-J, Forster, A., Sinninghe-Damste, J., 2011. Latitudinal differences in the amplitude of the OAE-2 carbon isotopic excursion: pCO_2 and paleoproductivity. *Biogeosciences Discussions*. 8. 6191-6226. 10.5194/bgd-8-6191-2011.
- Van der Weijden, C. H. (2002). Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Mar. Geol.* 184(3-4), 167–187.
- Van Lichtervelde, M., Grégoire, M., Linnen, R.L., Béziat, D., Salvi, S. (2008), Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada. *Contrib Mineral Petrol* 155, 791–806.
- Vaughan, T. W. (1900). Reconnaissance in the Rio Grande coal fields of Texas; including a report on igneous rocks from the San Carlos coal fields. *Virtual Landscapes of Texas*.
- Voigt, S., Wiese, F. (2000). Evidence for Late Cretaceous (Late Turonian) climate cooling from oxygen-isotope variations and palaeobiogeographic changes in Western and Central Europe. *J. Geol. Soc.* 157, 737–743.
- Young, K. (1986). Cretaceous, marine inundations of the San Marcos platform, Texas. *Cretaceous Research*, 7(2), 117-140.
- Wang, Q.J., Waññmann, K., Herrle, J.O., Hofmann, P., Stusser, I. (2007). Consequences of moderate 25.000 yr lasting emission of light CO_2 into the mid-Cretaceous ocean. *Earth and Planetary Science letters* 259, 200-211.
- Wang, Q. J., Xu, X. H., Jin, P. H., Li, R. Y., Li, X. O., Sun, B. N. (2013). Quantitative reconstruction of Mesozoic paleoatmospheric CO_2 based on stomatal parameters of fossil *Baiera furcata* of Ginkgophytes. *Geological review* 59, 1035-1045.
- Wang, T., Li, G., Aitchison, J. C., Ding, L., & Sheng, J. (2019). Evolution of mid-Cretaceous radiolarians in response to oceanic anoxic events in the eastern Tethys (southern Tibet, China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 536, 109369.
- Wagner, T., Wallmann, K., Herrle, J. O., Hofmann, P., & Stuesser, I. (2007). Consequences of moderate~ 25,000 yr lasting emission of light CO_2 into the mid-Cretaceous ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(1-2), 200-211.

- Waseda, Y., Matsubara, E., & Shinoda, K. (2011). X-ray diffraction crystallography: introduction, examples and solved problems. Springer Science & Business Media.
- Wendler, J., Gräfe, K. U., & Willems, H. (2002). Palaeoecology of calcareous dinoflagellate cysts in the mid-Cenomanian Boreal Realm: implications for the reconstruction of palaeoceanography of the NW European shelf sea. *Cretaceous Research*, 23(2), 213-229. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(1), 28-44.
- 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.
- 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., Stein, M., Matera, V., Fiet, N., Fleitmann, D., Adatte, T., & Föllmi, K. B. (2013). Rapid changes in the redox conditions of the western Tethys Ocean during the early Aptian oceanic anoxic event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 121, 467-486.
- Wilson, J. L., and Selvius, D. B. (1984). Early Cretaceous in the Monterrey-Salttillo area of northern Mexico, in Wilson, J. L., Ward, W. C., and Finneran, J., eds., *A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 76 p.
- Wilson, J. L. (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico—A review, in Tucker, M., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. F., and Read, J. F., eds., *Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication 9*, p. 235–255.
- Workman, S. J., & Grammer, G. M. (2013). Integrating depositional facies and sequence stratigraphy in characterizing unconventional reservoirs in the Cretaceous (Cenomanian-Turonian) Eagle Ford Shale, South Texas.
- Yilmaz, I. O., Altiner, D., Tekin, U. K., Tuysuz, O., Ocakoglu, F., & Acikalin, S. (2010). Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE2) in the Sakarya Zone, northwestern Turkey: sedimentological, cyclostratigraphic, and geochemical records. *Cretaceous Research*, 31(2), 207-226.
- Zimmerman, H. B., Boersma, A., & McCoy, F. W. (1987). Carbonaceous sediments and palaeoenvironment of the Cretaceous South Atlantic Ocean. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 271-286.
- Zhang, C., Wang, L. (2001). Multi-element geochemistry of sediments from the Pearl River system, China. *Applied Geochemistry*, Volumen 16, Issue 9.
- Zheng, Y., Anderson, R.F., van Geen, A., Kuwabara, J. (2000). Authigenic molybdenum formation in marine sediments: a link to pore water sulfide in the Santa Barbara Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 4165–4178.

Zheng, Y., Anderson, R.F., van Geen, A., Fleisheir, M.Q. (2002). Preservation of non-lithogenic particulate uranium in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3085–3092.

ANEXOS



Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2 en la cuenca de Sabinas, noreste de México

Difracción de Rayos X											
Muestra	Prof	Calcita	Dolomita	Ankerita	Cuarzo	Andesina	Albita	K-Feldspat	Pirita	ilita-mica	Indice Detritico
IR2-169	146.38	89.6	2.5	NA	4.8	0.2	2.6	0	0	0.3	0.08817
IR2-167	151.84	89.8	0.8	NA	6.7	NA	1.9	0.7	0	0	0.10356
IR2-164	158.27	82.8	1.8	NA	7.4	5.1	1.3	0	0.2	1.5	0.18478
IR2-161	161.1	82	0.2	NA	10.6	3.3	1	0	2	0.9	0.19268
IR2-156	163.59	66.3	0.4	2	10	22	0.4	0	0.5	0.4	0.49472
IR2-152	175.77	84	0.8	NA	2.3	9.1	1.9	1.9	0	0	0.18095
IR2-148	180.05	91.8	0.6	NA	6.9	NA	0.5	0.2	0	0	0.08279
IR2-141	188.45	37.9	0.4	NA	4.4	30.2	1.7	0	1.8	23.5	1.57784
IR2-132	199.2	88.1	0.9	NA	7.4	1.2	2.4	0	0.1	0	0.12486
IR2-129	202	90.6	4.4	NA	4.3	NA	0.5	0	0.3	0	0.05298
IR2-127	203.45	93.3	4.8	NA	1.9	NA	0	0	0	0	0.02036
IR2-125	206.06	85.5	2	NA	2.5	8.2	0.9	0	0	0.9	0.1462
IR2-123A	206.43	90.5	4.8	NA	3.1	NA	0	1.7	0	0	0.05304
IR2-120	210.45	85.4	0.3	NA	4.3	7.2	1.8	0	0.9	0	0.15574
IR2-119A	211.23	77.70	3.6	NA	2.00	NA	11.9	NA	1.00	3.8	0.2278
IR2-118	214.2	92.2	NA	NA	7.8	NA	NA	NA	NA	0.00	0.0846
IR2-115A	215.2	79.4	NA	3.2	15.80	NA	1.4	NA	0.2	0.00	0.21662
IR2-114	217.55	55.6	NA	NA	17.4	NA	13.7	NA	1.5	11.8	0.77158
IR2-113	217.94	63.50	2.70	0.00	6.40	21.60	3.80	0.70	1.30	0.00	0.51181
IR2-110	220.85	97	NA	NA	2.5	NA	NA	NA	0.4	0.00	0.02577
IR2-107	224.2	82.3	NA	NA	13.6	NA	3.1	NA	0.7	0.3	0.20656
IR2-105	226.13	44.70	0.90	0.00	3.60	22.80	2.50	3.10	2.40	20.00	1.16331
IR2-104	227.66	74.90	0.10	0.00	7.80	10.30	0.20	0.00	1.00	5.70	0.32043
IR2-103	229.73	77.9	NA	NA	4.3	NA	11.4	NA	1.00	5.4	0.27086
IR2-101A	231.52	83.80	0.30	0.00	0	0.00	3.10	0.00	0.00	7.90	0.13126
IR2-100	232.38	94.6	NA	NA	3.00	NA	1.9	NA	0.5	NA	0.0518
IR2-98	234.33	75.8	NA	NA	3.9	NA	2.00	NA	0.6	17.6	0.31003
IR2-90	244.55	65.9	NA	NA	10.1	NA	6.2	NA	1.1	16.8	0.50228
IR2-83	252.56	71	NA	2.7	8.9	NA	4.2	NA	1.2	12	0.35352
IR2-78	256.77	55.2	6	2.3	31.8	NA	2.6	NA	1.4	0.8	0.63768
IR2-72	261.5	74.6	NA	2.5	12	2.1	4.3	NA	1.9	2.6	0.2815
IR2-70	266.6	60.1	NA	NA	17.8	NA	11.5	NA	0.8	9.8	0.65058
IR2-61	271.9	73.9	NA	NA	11.8	NA	6	NA	6.8	1.6	0.26252
IR2-56	276.74	61	NA	NA	0.00	11.6	9.3	NA	2.1	5.9	0.43934
IR2-47	282.25	59.9	NA	NA	7.7	NA	16.8	NA	2.8	12.7	0.62104
IR2-44	284.8	66.7	NA	NA	8.5	10.4	NA	NA	2.8	11.6	0.45727
IR2-31	291.54	47.4	NA	NA	32.9	0.00	11.5	NA	2	6.3	1.06962
IR2-24	295.88	97.5	NA	NA	2.4	0.00	NA	NA	NA	0.00	0.02462
IR2-17	304	79.9	13.8	2.5	2.7	0.00	NA	NA	0.7	0.3	0.03755
IR2-14	306.25	93.8	1.1	1.1	3.9	0.00	NA	NA	NA	0.00	0.04158
IR2-9	310.85	80.7	8.7	2.4	8.1	0.00	NA	NA	NA	0.00	0.10037

IR2-5	314	95.9	0.3	0.5	3.3	0.00	NA	NA	NA	0.00	0.03441
-------	-----	------	-----	-----	-----	------	----	----	----	------	---------

Espectrometría de masas de relaciones isotópicas

Muestra	Prof	Amount	Ampl 45	Area all	d13C medida	TOC	d13C
IR2-9	310.85	204	1053	27.109	-29.181	4.75	-28.98
IR2-14	306.25	182	1325	34.209	-28.523	6.73	-28.28
IR2-24	295.88	306	3603	91.078	-27.235	10.69	-26.92
IR2-34	290.27	478	3546	89.424	-27.1	6.72	-26.77
IR2-E	260.93	894	9282	227.673	-26.003	9.16	-25.66
IR2-G	260.17	1206	7308	179.103	-25.803	5.34	-25.46
IR2-J	258.98	6525	38072	881.38	-22.657	4.86	-22.20
IR2-K	258.50	1886	4537	111.837	-24.319	2.13	-23.92
IR2-M	258.22	5813	31860	743.772	-22.603	4.60	-22.14
IR2-N	257.78	1528	7577	183.231	-23.882	4.31	-23.50
IR2-O	257.29	1533	6199	151.253	-23.526	3.55	-23.10
IR2-P	257.05	1673	10824	261.913	-23.199	5.63	-22.77
IR2-Q	256.92	1080	7492	182.587	-23.394	6.08	-22.97
IR2-R	256.72	904	6648	163.357	-23.439	6.50	-23.02
IR2-S	256.24	1448	9595	232.518	-23.829	5.78	-23.43
IR2-T	255.99	1191	6527	159.021	-24.164	4.80	-23.78
IR2-U	255.61	1326	5678	138.417	-24.225	3.76	-23.84
IR2-V	255.43	1973	12575	302.797	-23.72	5.52	-23.32
IR2-W	255.30	9404	13399	320.053	-24.115	1.22	-23.73
IR2-X	254.84	859	8274	200.233	-24.193	8.39	-23.82
IR2-80	254.65	370	4749	119.615	-24.549	11.61	-24.08
IR2-Z	254.21	829	11672	281.806	-24.093	12.23	-23.71
IR2-AB	253.60	1415	14955	373.442	-24.439	9.49	-24.03
IR2-AD	252.38	947	10011	244.516	-25.138	9.29	-24.76
IR2-82	251.98	505	6883	170.87	-25	12.16	-24.54
IR2-AF	251.77	1448	13333	323.305	-25.198	8.03	-24.83
IR2-87	247.83	432	4126	103.039	-25.623	8.57	-25.19
IR2-98	234.33	490	4860	121.213	-26.927	8.89	-26.56
IR2-100	232.38	488	6143	152.485	-26.819	11.23	-26.44
IR2-104	227.66	408	3667	91.827	-26.821	8.08	-26.43
IR2-107	224.2	471	2654	66.602	-27.357	5.07	-26.99
IR2-110	220.85	90	3230	80.964	-28.819	32.30	-28.52
IR2-115A	215.2	400	2480	62.109	-26.969	5.57	-26.57
IR2-118	214.2	347	2025	50.846	-26.96	5.25	-26.55
IR2-119	213.55	382	1134	28.563	-26.727	2.67	-26.30
IR2-119A	211.23	417	1611	40.503	-26.882	3.48	-26.45
IR2-120	210.45	386	5597	138.12	-26.664	12.86	-26.22
IR2-122	209.35	483	2224	55.484	-26.964	4.12	-26.52
IR2-123A	206.49	481	3451	85.803	-27.004	6.40	-26.56

IR2-125	206.06	412	2366	58.982	-27.002	5.14	-26.55
IR2-126	204.80	518	3615	89.558	-27.058	6.21	-26.60
IR2-127	203.45	164	3520	87.357	-27.07	19.13	-26.61
IR2-128	202.46	394	3603	89.455	-26.966	8.15	-26.49
IR2-129	202	370	1771	44.345	-27.112	4.30	-26.64
IR2-132	199.2	401	3251	80.849	-27.131	7.24	-26.65
IR2-134	198.85	428	3887	96.913	-26.753	8.13	-26.24
IR2-135	195.73	245	1144	28.842	-26.955	4.21	-26.45
IR2-136	194.45	419	2069	51.862	-28.378	4.44	-27.94
IR2-138	191.63	495	4207	104.779	-26.839	7.60	-26.31
IR2-140	190.10	399	4693	116.141	-27.22	10.46	-26.71
IR2-142	187.65	274	1192	30.009	-26.947	3.92	-26.41
IR2-143	186.35	443	3887	96.572	-26.967	7.83	-26.42
IR2-145	183.65	485	3661	91.241	-27.121	6.76	-26.58
IR2-146	182.33	466	1177	29.69	-27.259	2.28	-26.72
IR2-148	180.05	434	2105	53.217	-28.532	4.42	-28.05
IR2-150	177.42	393	2304	57.945	-27.67	5.31	-27.16
IR2-152	175.77	429	3672	92.632	-27.191	7.77	-26.66
IR2-155	172.93	382	2896	72.583	-27.068	6.84	-26.54
IR2-164	158.27	392	2130	53.561	-27.368	4.92	-26.86
IR2-165	156.89	459	5392	133.873	-27.028	10.50	-26.51
IR2-167	151.84	477	1053	26.621	-26.758	2.01	-26.24
IR2-169	146.38	470	3983	99.898	-26.875	7.65	-26.37
IR2-173	135.17	3818	8934	219.914	-26.038	2.07	-25.56
IR2-174	134.10	2748	9675	236.686	-26.418	3.10	-25.96
IR2-175	134.02	7869	10488	254.825	-25.708	1.17	-25.23
IR2-176	133.35	3292	7265	181.666	-26.425	1.99	-25.99
IR2-177	132.25	5695	16269	390.377	-22.654	2.47	-22.06
IR2-178	131.84	1761	12293	298.837	-26.116	6.11	-25.68
IR2-179	130.85	6102	15836	381.248	-23.536	2.25	-23.00
IR2-180	130.25	3830	8471	208.422	-26.122	1.96	-25.70
IR2-181	129.68	12734	18044	437.763	-23.652	1.24	-23.14
IR2-182	128.65	8730	20304	484.041	-25.208	1.99	-24.76
IR2-183	127.69	3639	14553	354.955	-26.126	3.51	-25.73
IR2-184	127.33	3465	16401	403.776	-26.173	4.19	-25.78
IR2-185	127.24	3712	14738	356.658	-26.269	3.46	-25.89
IR2-186	126.57	3792	23294	554.411	-25.816	5.26	-25.43
IR2-187	125.76	16155	14291	345.768	-25.344	0.77	-24.95
IR2-188	125.29	7025	10254	251.144	-26.402	1.29	-26.05
IR2-189	123.69	8629	16915	404.547	-25.454	1.69	-25.08
IR2-190	123.67	11511	15482	374.693	-25.61	1.17	-25.25
IR2-191	123.47	11406	11664	284.695	-25.943	0.90	-25.59

irolisis Rock Eval												
Muestra	Prof	PC [%]	RC [%]	TOC [%]	MINC [%]	HI [mg HC/g TOC]	OI [mg CO2/g TOC]	Tmax [°C]	S1 [mg HC/g]	S2a [mg HC/g]	S2b [mg HC/g]	S3
IR2-191	123.47	0.03	0.21	0.24	8.57	38	198	496	0.08	0.09	0.00	0.48
IR2-190	123.67	0.03	0.21	0.24	9.46	47	193	495	0.08	0.11	0.00	0.46
IR2-189	123.69	0.03	0.29	0.32	9.33	41	156	502	0.10	0.13	0.00	0.49
IR2-188	125.29	0.03	0.37	0.40	8.11	30	119	423	0.09	0.12	0.00	0.48
IR2-187	125.76	0.03	0.14	0.17	9.28	67	292	501	0.05	0.11	0.00	0.49
IR2-186	126.57	0.09	0.64	0.73	8.93	58	80	426	0.45	0.42	0.00	0.58
IR2-185	127.24	0.06	0.67	0.72	9.56	37	63	501	0.27	0.27	0.00	0.46
IR2-184	127.33	0.06	0.70	0.76	9.73	38	60	502	0.31	0.29	0.00	0.46
IR2-183	127.69	0.06	0.67	0.73	9.31	36	64	503	0.26	0.26	0.00	0.47
IR2-182	128.65	0.03	0.28	0.31	9.27	39	157	401	0.10	0.12	0.00	0.49
IR2-181	129.68	0.03	0.18	0.21	9.64	47	256	491	0.07	0.10	0.00	0.54
IR2-180	130.25	0.04	0.71	0.74	7.05	22	54	442	0.14	0.16	0.00	0.40
IR2-179	130.85	0.04	0.40	0.44	8.52	45	131	406	0.15	0.20	0.00	0.58
IR2-178	131.84	0.12	1.42	1.53	9.11	41	37	505	0.59	0.62	0.00	0.56
IR2-177	132.25	0.05	0.43	0.47	8.81	40	121	407	0.18	0.19	0.00	0.57
IR2-176	133.35	0.05	0.82	0.87	6.88	28	42	539	0.24	0.24	0.00	0.36
IR2-175	134.02	0.04	0.31	0.35	8.13	40	199	504	0.10	0.14	0.00	0.70
IR2-174	134.1	0.08	0.89	0.97	8.48	45	78	505	0.31	0.43	0.00	0.75
IR2-173	135.17	0.09	0.65	0.74	6.72	49	207	417	0.18	0.36	0.00	1.52
IR2-172	137	0.07	1.00	1.07	7.30	38	32	309	0.37	0.41	0.00	0.35
IR2-171	140.59	0.10	1.16	1.26	8.74	39	28	442	0.61	0.49	0.00	0.36
IR2-170	142.3	0.18	2.33	2.50	8.03	43	14	454	0.97	1.07	0.00	0.35
IR2-169	146.38	0.13	0.90	1.03	9.65	70	38	436	0.69	0.72	0.00	0.39
IR2-168	148.57	0.18	2.05	2.23	8.03	44	14	450	1.10	0.98	0.00	0.32
IR2-167	151.84	0.03	0.23	0.26	7.98	45	95	408	0.16	0.12	0.00	0.25
IR2-165	156.89	0.18	1.72	1.90	9.10	55	19	447	1.00	1.04	0.00	0.35
IR2-164	158.27	0.07	0.54	0.61	9.13	60	62	417	0.35	0.37	0.00	0.38
IR2-162	161.1	0.12	1.95	2.07	7.29	25	21	445	0.78	0.51	0.00	0.44
IR2-161	163.59	0.07	0.90	0.96	7.91	33	31	314	0.38	0.32	0.00	0.30
IR2-160	165.15	0.07	0.80	0.87	7.95	43	38	365	0.41	0.38	0.00	0.33
IR2-158A	168.1	0.04	0.23	0.27	7.10	48	276	334	0.07	0.13	0.00	0.74
IR2-156	171.85	0.11	1.17	1.28	8.92	45	35	500	0.58	0.58	0.00	0.45
IR2-155	172.93	0.11	1.31	1.42	9.19	38	22	447	0.69	0.54	0.00	0.31
IR2-153	174.18	0.24	4.00	4.24	4.22	28	10	450	1.50	1.20	0.00	0.41
IR2-152	175.77	0.11	1.18	1.29	9.28	46	26	507	0.64	0.59	0.00	0.34
IR2-150	177.42	0.07	0.60	0.67	9.39	51	49	497	0.40	0.34	0.00	0.33
IR2-148	180.05	0.05	0.33	0.38	9.12	60	78	420	0.22	0.23	0.00	0.29
IR2-146	182.33	0.03	0.29	0.32	7.85	31	98	305	0.19	0.10	0.00	0.31
IR2-145	183.65	0.09	1.03	1.12	9.47	44	33	502	0.53	0.49	0.00	0.37
IR2-143	186.35	0.13	1.50	1.63	8.62	39	23	309	0.77	0.63	0.00	0.38
IR2-142	187.65	0.07	0.66	0.73	7.56	43	46	302	0.41	0.32	0.00	0.34
IR2-141	188.45	0.22	3.01	3.23	8.11	39	12	448	1.29	1.26	0.00	0.40
IR2-140	189.08	0.20	2.43	2.64	8.68	44	13	454	1.18	1.15	0.00	0.35
IR2-138	191.63	0.12	1.48	1.60	8.65	36	24	305	0.77	0.57	0.00	0.38
IR2-136	194.45	0.04	0.35	0.38	8.10	46	66	408	0.20	0.18	0.00	0.25

IR2-135	195.73	0.06	0.31	0.38	8.94	78	149	414	0.30	0.29	0.00	0.56
IR2-134	196.85	0.14	1.76	1.90	8.44	38	20	308	0.85	0.73	0.00	0.38
IR2-132	199.2	0.08	0.82	0.91	9.01	49	36	499	0.46	0.44	0.00	0.33
IR2-131	199.4	0.13	2.13	2.26	6.24	29	14	313	0.82	0.66	0.00	0.31
IR2-130	200.55	0.03	0.38	0.41	7.36	31	56	317	0.16	0.13	0.00	0.23
IR2-129	202	0.04	0.44	0.48	8.40	40	59	405	0.21	0.20	0.00	0.28
IR2-128	202.46	0.07	0.95	1.02	9.07	40	32	500	0.38	0.41	0.00	0.32
IR2-127	203.45	0.07	0.42	0.49	8.44	68	117	430	0.26	0.33	0.00	0.57
IR2-126	204.8	0.07	0.96	1.04	8.97	39	28	513	0.38	0.40	0.00	0.29
IR2-125	206.06	0.05	0.55	0.60	8.16	36	45	408	0.25	0.21	0.00	0.27
IR2-123A	206.49	0.06	0.52	0.58	7.88	53	86	419	0.30	0.31	0.00	0.50
IR2-122	209.35	0.04	0.42	0.47	9.00	35	45	300	0.28	0.17	0.00	0.21
IR2-120	210.45	0.12	1.35	1.47	9.07	44	22	498	0.65	0.64	0.00	0.32
IR2-119A	211.23	0.06	0.82	0.89	7.50	30	26	303	0.44	0.26	0.00	0.23
IR2-119	212	0.04	0.58	0.62	7.52	30	36	305	0.25	0.19	0.00	0.22
IR2-118	214.2	0.06	0.58	0.64	7.76	43	58	496	0.33	0.28	0.00	0.37
IR2-115A	215.2	0.08	1.21	1.29	7.70	32	34	507	0.41	0.42	0.00	0.44
IR2-114	217.55	0.17	3.08	3.25	6.32	34	11	449	0.85	1.09	0.00	0.35
IR2-113	217.94	0.07	1.40	1.47	8.13	24	21	449	0.41	0.36	0.00	0.31
IR2-112	219.7	0.16	2.55	2.70	7.15	36	20	439	0.71	0.98	0.00	0.53
IR2-110	220.85	0.04	0.38	0.42	7.92	35	72	417	0.24	0.15	0.00	0.31
IR2-108	222.8	0.16	2.19	2.35	8.30	37	21	420	0.90	0.86	0.00	0.50
IR2-107	224.2	0.10	1.29	1.39	8.71	27	48	303	0.58	0.38	0.00	0.67
IR2-106	224.8	0.12	1.97	2.08	8.03	28	24	440	0.65	0.59	0.00	0.51
IR2-105	226.13	0.15	2.18	2.33	6.95	29	29	314	0.88	0.69	0.00	0.69
IR2-104	227.66	0.10	2.01	2.11	9.10	25	22	566	0.49	0.54	0.00	0.47
IR2-102	229.4	0.17	2.74	2.90	8.10	30	14	316	0.98	0.88	0.00	0.40
IR2-103	229.73	0.08	1.49	1.57	8.38	23	29	300	0.51	0.37	0.00	0.45
IR2-101A	231.52	0.15	2.72	2.87	8.19	33	16	517	0.70	0.94	0.00	0.45
IR2-100	232.08	0.11	1.73	1.84	9.89	31	26	579	0.63	0.57	0.00	0.48
IR2-98	234.33	0.10	1.87	1.97	9.58	27	18	449	0.60	0.53	0.00	0.36
IR2-97	235.9	0.12	1.93	2.06	6.69	29	24	320	0.75	0.59	0.00	0.50
IR2-93	240.91	0.11	2.11	2.21	8.69	25	21	451	0.58	0.55	0.00	0.46
IR2-90	244.55	0.20	3.32	3.52	7.18	29	19	311	1.17	1.01	0.00	0.66
IR2-89	245.45	0.05	1.40	1.45	4.49	18	23	446	0.24	0.26	0.00	0.34
IR2-87	247.83	0.09	1.82	1.91	9.38	24	19	456	0.46	0.46	0.00	0.36
IR2-85	249.52	0.06	1.61	1.66	6.70	16	20	451	0.31	0.27	0.00	0.34
IR2-84	250.59	0.18	2.82	3.00	7.25	32	24	559	0.98	0.97	0.00	0.73
IR2-AF	251.77	0.07	1.81	1.88	9.23	19	21	450	0.32	0.36	0.00	0.40
IR2-82	251.98	0.11	2.28	2.39	9.38	28	15	560	0.54	0.67	0.00	0.36
IR2-AD	252.38	0.10	2.81	2.91	7.64	19	16	448	0.51	0.55	0.00	0.46
IR2-83	252.56	0.12	2.31	2.43	8.07	25	14	306	0.67	0.61	0.00	0.35
IR2-AB	253.6	0.07	1.76	1.83	10.13	23	21	545	0.27	0.42	0.00	0.38
IR2-Z	254.21	0.11	3.12	3.23	9.00	22	11	577	0.55	0.71	0.00	0.37
IR2-80	254.65	0.15	3.15	3.30	9.06	28	21	557	0.62	0.91	0.00	0.68
IR2-X	254.84	0.12	3.41	3.53	6.97	20	11	446	0.57	0.72	0.00	0.39
IR2-W	255.3	0.01	0.27	0.29	9.32	17	103	424	0.03	0.05	0.00	0.30
IR2-V	255.43	0.05	1.36	1.40	8.79	20	24	600	0.18	0.28	0.00	0.34
IR2-79	255.61	0.06	1.27	1.33	4.10	28	17	346	0.27	0.37	0.00	0.23
IR2-U	255.61	0.05	2.07	2.12	6.08	11	19	449	0.22	0.23	0.00	0.41
IR2-T	255.99	0.07	2.38	2.45	6.08	16	16	454	0.34	0.40	0.00	0.38
IR2-S	256.24	0.06	1.95	2.01	7.80	15	21	447	0.28	0.29	0.00	0.43

IR2-R	256.72	0.07	2.87	2.94	7.05	14	15	453	0.33	0.40	0.00	0.44
IR2-78	256.77	0.12	2.95	3.07	6.80	23	23	583	0.55	0.70	0.00	0.69
IR2-Q	256.92	0.08	2.67	2.74	6.85	18	15	603	0.31	0.48	0.00	0.42
IR2-P	257.05	0.05	1.61	1.66	8.58	18	25	445	0.18	0.29	0.00	0.42
IR2-O	257.29	0.07	1.83	1.90	5.84	13	19	448	0.45	0.25	0.00	0.35
IR2-N	257.78	0.05	1.73	1.78	7.08	13	26	452	0.17	0.23	0.00	0.46
IR2-M	258.22	0.02	0.44	0.47	10.80	26	74	434	0.05	0.12	0.00	0.34
IR2-77	258.44	0.07	2.28	2.34	5.96	14	18	451	0.33	0.33	0.00	0.43
IR2-K	258.5	0.04	1.46	1.50	4.31	14	27	446	0.13	0.21	0.00	0.40
IR2-J	258.98	0.02	0.39	0.42	10.11	22	76	456	0.06	0.09	0.00	0.31
IR2-G	260.17	0.06	2.44	2.51	6.50	14	15	452	0.27	0.35	0.00	0.37
IR2-E	260.93	0.08	3.10	3.18	7.92	16	13	596	0.33	0.50	0.00	0.41
IR2-72	261.5	0.13	2.82	2.95	8.22	27	14	560	0.57	0.81	0.00	0.41
IR2-70	266.6	0.16	3.81	3.97	7.00	29	11	542	0.66	1.13	0.00	0.42
IR2-61	271.9	0.14	3.29	3.43	8.29	28	12	521	0.63	0.95	0.00	0.42
IR2-56	273.8	0.12	3.87	3.99	7.03	19	9	601	0.53	0.78	0.00	0.37
IR2-47	282.25	0.15	5.12	5.28	6.34	19	7	603	0.74	1.00	0.00	0.38
IR2-43	285.35	0.08	3.56	3.64	5.06	13	12	321	0.35	0.47	0.00	0.44
IR2-34	290.27	0.07	1.00	1.06	7.28	24	24	301	0.45	0.26	0.00	0.25
IR2-31	291.54	0.12	3.25	3.37	5.37	23	13	590	0.47	0.79	0.00	0.43
IR2-24	295.88	0.05	0.76	0.82	7.94	33	28	527	0.28	0.27	0.00	0.23
IR2-20	298.53	0.16	6.59	6.75	6.09	20	7	571	0.39	1.36	0.00	0.48
IR2-17	304	0.02	0.10	0.12	7.30	49	283	290	0.11	0.06	0.00	0.34
IR2-14	306.15	0.03	0.21	0.24	8.40	45	124	416	0.17	0.11	0.00	0.30
IR2-9	310.85	0.01	0.08	0.09	6.25	64	233	506	0.04	0.06	0.00	0.22
IR2-7	311.55	0.03	0.06	0.09	7.81	153	493	415	0.04	0.14	0.00	0.45
IR2-5	314	0.02	0.03	0.05	7.64	128	690	411	0.05	0.07	0.00	0.37

Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente																
Muestra	Prof	Li	Be	B	Na	Mg	Al	P	S	K	Ca	V	Cr	Ti	Mn	Fe
Unidades	m	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	%	ppm	%
IR2-191	123.47	8.7	0.4		0.46	0.27	1.17	0.026	0.18	0.19	34	24	50	0.0501	148	0.48
IR2-190	123.67	8.7	0.4		0.33	0.28	0.91	0.02	0.15	0.17	28.7	22	10	0.0409	144	0.46
IR2-189	123.69	9.1	0.4		0.32	0.3	0.92	0.016	0.13	0.17	31.5	20	10	0.0337	178	0.49
IR2-188	125.29	26.5	0.8		0.53	0.81	2.54	0.021	0.4	0.52	26.3	43	14	0.0684	149	1.12
IR2-187	125.76	12.7	0.3		0.28	0.33	0.94	0.013	0.19	0.14	29.3	13	10	0.0249	251	0.57
IR2-186	126.57	6.3	0.3		0.34	0.22	0.77	0.03	0.23	0.11	31.2	25	11	0.0336	163	0.49
IR2-185	127.24	15.8	0.4		0.6	0.44	1.64	0.016	0.34	0.25	30.8	47	18	0.0428	156	0.83
IR2-184	127.33	8.3	0.4		0.48	0.3	1.18	0.025	0.35	0.21	30.2	41	19	0.0524	154	0.67
IR2-183	127.69	8.8	0.4		0.47	0.31	1.18	0.025	0.33	0.21	32.1	43	19	0.0506	166	0.65
IR2-182	128.65	6.5	0.3		0.4	0.27	0.91	0.035	0.34	0.16	32.2	24	9	0.0387	244	0.63
IR2-181	129.68	6.5	0.3		0.27	0.22	0.6	0.018	0.14	0.1	30.7	16	7	0.0263	262	0.4
IR2-180	130.25	40.6	0.9		0.83	1.13	4.18	0.057	0.84	0.86	22.4	80	32	0.116	138	1.56
IR2-179	130.85	6.2	0.3		0.47	0.24	0.96	0.024	0.25	0.14	30.5	22	11	0.039	163	0.5
IR2-178	131.84	17.5	0.5		0.58	0.51	1.71	0.013	0.41	0.26	29.6	56	34	0.0522	130	1.01
IR2-177	132.25	10.1	0.4		0.33	0.32	1.05	0.026	0.29	0.19	29	36	14	0.0396	274	0.96
IR2-176	133.35	21.4	1.3		0.83	0.81	4.16	0.049	1.1	1.19	22.3	63	31	0.142	162	1.55

IR2-175	134.02	15.1	0.5		0.33	0.43	1.44	0.016	0.18	0.32	26.8	26	15	0.0452	133	0.62
IR2-174	134.10	13.5	0.6		0.52	0.41	1.81	0.042	0.43	0.38	27.8	31	45	0.0632	125	0.86
IR2-173	135.17	20.8	1.1		0.9	0.85	3.55	0.859	0.61	0.89	25.1	87	23	0.0454	159	1.19
IR2-172	137.00	2.9	0.3	3	0.034	0.24	0.22	0.012	0.189	0.06	> 25.0	9	5	< 0.01	144	0.39
IR2-171	140.59	3.9	0.4	9	0.042	0.31	0.46	0.041	0.682	0.17	> 25.0	36	40	< 0.01	108	0.74
IR2-170	142.30	9.8	0.5	18	0.08	0.33	1.1	0.088	1.664	0.39	21	124	77	< 0.01	117	1.7
IR2-169	146.38	1.3	0.2	2	0.031	0.15	0.12	0.043	0.104	0.05	> 25.0	15	9	< 0.01	68	0.2
IR2-168	148.57	3.8	0.3	7	0.035	0.26	0.4	0.1	0.672	0.14	> 25.0	36	82	< 0.01	90	0.67
IR2-167	151.84	1.3	0.2	2	0.049	0.23	0.19	0.01	0.296	0.07	> 25.0	16	25	< 0.01	136	0.45
IR2-166	155.62	1.4	0.2	4	0.025	0.17	0.17	0.067	0.144	0.06	> 25.0	35	15	< 0.01	63	0.18
IR2-165	156.89	2.3	0.2	6	0.03	0.2	0.26	0.054	0.519	0.1	> 25.0	28	24	< 0.01	81	0.49
IR2-164	158.27	2	0.3	5	0.039	0.21	0.23	0.019	0.303	0.09	> 25.0	15	9	< 0.01	76	0.38
IR2-163	160.04	5.8	0.3	12	0.048	0.33	0.61	0.072	0.953	0.21	> 25.0	65	61	< 0.01	102	0.88
IR2-162	161.10	7.8	0.3	11	0.059	0.38	0.64	0.065	2.42	0.2	23.7	50	30	< 0.01	122	2.08
IR2-161	163.59	3.5	0.3	4	0.036	0.24	0.29	0.013	1.603	0.09	23.9	17	10	< 0.01	87	1.6
IR2-160	165.15	11.6	0.4	11	0.061	0.48	0.92	0.043	0.788	0.21	> 25.0	21	20	< 0.01	125	0.77
IR2-159	166.59		0.4	10	0.04	0.25	0.5	0.07	0.684	0.2	> 25.0	86	35	< 0.01	99	0.67
IR2-158 A	168.10	4.2	0.4	10	0.102	0.27	0.94	0.03	2.612	0.29	22.8	28	6	< 0.01	164	3.18
IR2-157	169.21	7.9	0.5	11	0.091	0.27	1.11	0.076	1.991	0.33	22.7	175	18	< 0.01	99	1.77
IR2-156	171.85	3	0.4	7	0.04	0.21	0.37	0.519	0.29	0.14	> 25.0	37	27	< 0.01	119	0.37
IR2-155	172.93	3	0.3	8	0.043	0.32	0.41	0.215	0.94	0.14	> 25.0	60	31	< 0.01	154	0.83
IR2-154 A	173.58	1.9	0.2	4	0.021	0.18	0.16	0.075	0.307	0.04	> 25.0	15	10	< 0.01	138	0.33
IR2-153	174.18	13.6	0.8	21	0.093	0.56	1.59	0.119	3.009	0.56	13.2	241	174	< 0.01	166	2.66
IR2-152	175.77	3.6	0.2	4	0.035	0.21	0.25	0.04	0.209	0.07	> 25.0	24	10	< 0.01	120	0.29
IR2-150	177.42	3.4	0.2	5	0.025	0.29	0.27	0.037	0.138	0.08	> 25.0	18	74	< 0.01	140	0.23
IR2-149	179.47	3.1	0.2	7	0.031	0.25	0.32	0.093	0.778	0.11	> 25.0	24	18	< 0.01	153	0.68
IR2-148	180.05	1.5	0.2	2	0.023	0.21	0.1	0.008	0.135	0.04	> 25.0	14	7	< 0.01	154	0.24
IR2-147	181.52	7.4	0.3	11	0.042	0.34	0.75	0.068	1.188	0.24	> 25.0	116	39	< 0.01	138	1.03
IR2-146	182.33	1.4	0.2	5	0.029	0.26	0.2	0.015	0.164	0.07	> 25.0	25	42	< 0.01	145	0.22
IR2-145	183.65	1.6	0.2	5	0.025	0.21	0.18	0.017	0.205	0.07	> 25.0	28	241	< 0.01	121	0.4
IR2-144	185.10	5	0.3	8	0.037	0.31	0.49	0.012	0.313	0.17	> 25.0	34	14	< 0.01	129	0.33
IR2-143	186.35	3.7	0.2	8	0.035	0.32	0.37	0.03	0.493	0.14	> 25.0	33	89	< 0.01	126	0.68
IR2-142	187.65	2.5	0.3	7	0.03	0.35	0.31	0.022	0.469	0.11	> 25.0	22	84	< 0.01	141	0.49
IR2-141	188.45	17.1	0.3	19	0.093	0.47	1.42	0.192	1.588	0.46	15.2	375	88	< 0.01	139	1.76
IR2-141 B	188.75	13	0.4	18	0.067	0.39	1.24	0.21	1.255	0.41	23.4	366	164	< 0.01	121	1.15
IR2-140 A	189.08	2.2	0.2	5	0.022	0.26	0.18	0.023	0.167	0.06	> 25.0	16	12	< 0.01	120	0.21
IR2-139	191.25	1.2	< 0.1	4	0.017	0.2	0.12	0.011	0.134	0.04	> 25.0	16	7	< 0.01	114	0.16
IR2-138	191.63	5.9	0.3	7	0.066	0.38	0.6	0.042	0.904	0.22	> 25.0	75	50	< 0.01	150	1.04
IR2-137	192.83	1	0.1	4	0.018	0.21	0.12	0.014	2.066	0.04	> 25.0	14	7	< 0.01	126	2
IR2-136	194.45	1.3	0.2	4	0.018	0.25	0.12	0.012	0.127	0.05	> 25.0	18	18	< 0.01	117	0.16
IR2-135	195.73	1.4	0.2	3	0.031	0.21	0.16	0.011	0.096	0.06	> 25.0	16	5	< 0.01	131	0.16
IR2-134	196.85	4.9	0.2	7	0.053	0.4	0.54	0.031	0.802	0.21	> 25.0	67	40	< 0.01	139	0.92
IR2-133	197.90	6	0.3	13	0.05	0.35	0.65	0.068	1.505	0.24	> 25.0	41	14	< 0.01	190	1.35
IR2-132	199.20	1.8	0.2	4	0.033	0.17	0.18	0.039	0.235	0.07	> 25.0	36	17	< 0.01	82	0.28

IR2-131	199.40	13.9	0.6	30	0.093	0.43	1.31	0.243	4.141	0.46	19.6	293	97	< 0.01	197	3.28
IR2-130	200.55	3.9	0.2	9	0.04	0.42	0.47	0.158	2.396	0.15	> 25.0	105	64	< 0.01	167	2.25
IR2-129	202.00	0.7	0.1	2	0.023	0.19	0.07	0.013	0.441	0.03	> 25.0	15	9	< 0.01	131	0.45
IR2-128	202.46	7.2	0.3	15	0.044	0.33	0.69	0.167	0.926	0.28	> 25.0	418	61	< 0.01	75	0.8
IR2-127	203.45	0.4	< 0.1	1	0.019	0.24	0.04	0.015	0.07	0.02	> 25.0	94	4	< 0.01	62	0.11
IR2-126	204.80	5.4	0.2	11	0.048	0.35	0.5	0.055	0.363	0.16	> 25.0	58	23	< 0.01	92	0.4
IR2-125	206.06	2.5	0.2	5	0.049	0.25	0.34	0.016	0.264	0.13	> 25.0	42	20	< 0.01	117	0.32
IR2-123A	206.49	1.3	< 0.1	3	0.027	0.18	0.15	0.015	0.168	0.06	> 25.0	21	9	< 0.01	92	0.22
IR2-122	209.35	1.6	0.2	4	0.03	0.19	0.2	0.016	0.322	0.07	> 25.0	18	8	< 0.01	104	0.36
IR2-120	210.45	4.8	0.3	7	0.064	0.27	0.52	0.23	0.55	0.19	> 25.0	75	41	< 0.01	102	0.6
IR2-119A	211.23	4.4	0.3	8	0.068	0.28	0.55	0.076	1.074	0.15	24	147	13	< 0.01	92	1.08
IR2-119	212	2.7	0.2	3	0.046	0.2	0.27	0.043	0.348	0.1	> 25.0	67	24	< 0.01	84	0.41
IR2-118	214.20	1.6	0.2	3	0.026	0.22	0.15	0.013	0.105	0.04	> 25.0	136	17	< 0.01	155	0.16
IR2-115A	215.20	1.1	0.3	3	0.034	0.17	0.11	0.026	0.205	0.04	> 25.0	23	11	< 0.01	415	0.27
IR2-114	217.55	9.4	0.6	19	0.084	0.33	1.17	0.15	0.908	0.38	17.7	435	73	< 0.01	93	0.87
IR2-113	217.94	5.7	0.3	6	0.098	0.3	0.6	0.06	1.083	0.19	> 25.0	129	11	< 0.01	127	1.1
IR2-112	219.70	7.5	0.5	10	0.087	0.27	1.01	0.172	0.71	0.36	23.4	80	51	< 0.01	88	0.69
IR2-110	220.85	0.6	< 0.1	1	0.022	0.25	0.04	0.011	0.248	0.02	> 25.0	20	5	< 0.01	130	0.27
IR2-108	222.80	4.7	0.4	5	0.074	0.18	0.58	0.028	0.758	0.21	> 25.0	44	28	< 0.01	108	0.71
IR2-107	224.20	4.3	0.3	10	0.055	0.19	0.54	0.024	0.611	0.18	23.1	46	24	< 0.01	121	0.66
IR2-105	226.13	7.8	0.5	12	0.13	0.27	1.37	0.069	1.112	0.45	20.9	107	39	< 0.01	162	1.27
IR2-104	227.66	4.6	0.4	6	0.061	0.2	0.56	0.039	0.776	0.21	> 25.0	129	15	< 0.01	112	0.77
IR2-102	229.40	7	0.4	12	0.07	0.25	0.89	0.167	1.176	0.32	24.3	109	49	< 0.01	96	1.11
IR2-103	229.73	4.9	0.4	13	0.076	0.23	0.69	0.044	1.172	0.23	22.6	56	26	< 0.01	151	1.19
IR2-101A	231.52	5.9	0.4	9	0.058	0.24	0.73	0.038	0.427	0.27	> 25.0	190	34	< 0.01	97	0.51
IR2-100	232.08	2.5	0.3	7	0.045	0.18	0.34	0.044	0.625	0.12	> 25.0	54	11	< 0.01	133	0.69
IR2-98	234.33	4.1	0.3	8	0.052	0.21	0.4	0.057	0.68	0.14	> 25.0	54	17	< 0.01	99	0.77
IR2-97	235.90	10.2	0.5	18	0.114	0.34	1.44	0.132	1.402	0.49	19.5	81	38	< 0.01	149	1.51
IR2-93	240.91	5.8	0.4	7	0.08	0.25	0.8	0.059	0.696	0.28	> 25.0	48	29	< 0.01	104	0.73
IR2-90	244.55	7.7	0.5	20	0.089	0.33	1.24	0.089	1.05	0.42	19.7	104	48	< 0.01	110	1.09
IR2-89	245.45	11.5	0.3	12	0.094	0.26	1.28	0.167	6.143	0.38	9.67	89	36	< 0.01	288	6.95
IR2-87	247.83	10	0.3	11	0.042	0.78	0.65	0.058	0.505	0.19	25	39	129	< 0.01	148	0.85
IR2-85	249.52	11	0.4	14	0.092	0.33	1.17	0.156	1.522	0.37	22.5	55	39	< 0.01	121	1.49
IR2-84	250.59	11.6	0.4	15	0.069	0.63	1.06	0.068	0.96	0.32	22.6	62	45	< 0.01	95	1.02
IR2-AF	251.77	13.9	0.4		0.21	0.52	1.78	0.087	0.98	0.58	29.1	79	60	0.0946	145	1.15
IR2-82	251.98	5.5	0.3	6	0.034	0.35	0.33	0.026	0.567	0.1	25	68	61	< 0.01	151	0.65
IR2-AD	252.38	22.7	0.7		0.38	1.17	3.25	0.1	0.96	0.98	24.1	184	89	0.129	134	1.23
IR2-83	252.56	7.7	0.4	17	0.075	0.35	1.03	0.072	1.118	0.34	21.7	183	37	< 0.01	98	1.17
IR2-AB	253.60	9.3	0.4		0.25	0.42	1.38	0.025	0.5	0.4	31.5	158	26	0.0644	167	0.66
IR2-Z	254.21	10.9	0.4		0.32	0.63	1.67	0.029	1.23	0.49	27.7	147	29	0.0975	145	1.08
IR2-80	254.65	7.6	0.5	11	0.064	0.4	0.74	0.04	1.961	0.24	19.8	72	41	< 0.01	146	1.73
IR2-X	254.84	17.9	1		0.43	0.67	3.05	0.044	1.47	0.96	21.7	320	50	0.173	154	1.49
IR2-W	255.30	3.7	0.2		0.29	0.31	1.84	0.016	1.9	0.47	30.5	28	6	0.0242	792	1.72
IR2-V	255.43	10.3	0.5		0.35	0.44	1.81	0.018	0.7	0.5	26.4	70	18	0.0849	265	0.83

IR2-U	255.61	19.1	0.9		0.71	0.85	3.71	0.022	2.93	1.05	19.8	168	89	0.219	254	2.59
IR2-T	255.99	19	0.8		0.38	0.99	2.94	0.023	1.36	0.91	18.6	164	47	0.16	183	1.46
IR2-S	256.24	12.1	0.5		0.33	0.65	1.76	0.029	1.43	0.47	24.2	107	23	0.141	192	1.11
IR2-R	256.72	12.7	0.5		0.34	1	1.88	0.024	1.58	0.53	20.7	87	28	0.111	222	1.55
IR2- 78	256.77	3.2	0.3	8	0.056	0.74	0.43	0.024	1.05	0.15	18.5	30	10	<0.01	174	1.15
IR2-Q	256.92	14.9	0.5		0.35	1.19	2.23	0.027	1.22	0.64	21	103	56	0.142	230	1.35
IR2-P	257.05	10	0.3		0.27	0.83	1.11	0.049	0.95	0.28	25.5	54	17	0.0663	723	1.27
IR2-O	257.29	16	0.5		0.82	0.67	4.88	0.04	2.41	1.11	22.2	246	88	0.233	309	2.43
IR2-N	257.78	25.2	0.3		0.33	0.75	2.07	0.04	1.21	0.37	24.6	118	31	0.119	774	1.61
IR2-M	258.22	5.1	0.2		0.12	0.49	0.56	0.014	0.59	0.13	45.2	38	25	0.029	367	0.66
IR2-77	258.44	7.6	0.3	12	0.106	0.49	1.12	0.032	2.071	0.36	17.1	94	48	<0.01	275	1.96
IR2-K	258.50	21.3	0.5		2	0.89	6.95	0.097	3.79	1.28	17.1	294	324	0.453	351	3.63
IR2-J	258.98	4.9	0.2		0.14	0.56	0.46	0.017	0.51	0.08	45.6	31	17	0.0228	307	0.51
IR2-75	259.19	6.3	0.3	8	0.091	0.99	0.67	0.034	2.37	0.19	21.9	62	55	<0.01	373	2.67
IR2-74	259.60	11.9	0.4	15	0.142	0.73	1.68	0.063	5.095	0.43	10	101	128	<0.01	532	4.18
IR2-G	260.17	17.8	0.7		0.71	1.05	4.02	0.05	1.75	0.89	22.8	301	42	0.125	213	1.5
IR2-E	260.93	11.8	0.6		0.54	0.53	2.19	0.032	1.33	0.49	28.1	110	37	0.0937	171	1.2
IR2- 72	261.50	5	0.3	9	0.066	0.3	0.54	0.021	0.687	0.15	23	61	39	<0.01	149	0.7
IR2- 70	266.60	5.9	0.5	12	0.063	0.22	0.64	0.451	0.599	0.19	19.3	111	57	<0.01	113	0.61
IR2- 61	271.90	5.2	0.4	9	0.057	0.25	0.49	0.052	0.493	0.12	21.9	185	40	<0.01	126	0.51
IR2- 56	273.80	12.4	0.6	15	0.091	0.35	1.09	0.085	1.167	0.22	19.1	291	49	<0.01	156	1.09
IR2-51	278.77	10.3	0.6	10	0.069	0.4	1.01	0.059	1.1	0.24	21	413	45	<0.01	110	0.9
IR2- 47	282.25	22.7	0.8	22	0.094	0.55	1.61	0.33	1.657	0.3	18.2	306	88	<0.01	155	1.56
IR2- 44	284.80	11.5	0.9	21	0.085	0.31	1.11	0.122	1.522	0.3	20.3	50	42	<0.01	106	1.42
IR2-34	290.27	5	0.3	3	0.056	0.32	0.4	0.011	0.841	0.07	25	63	4	<0.01	329	0.78
IR2- 31	291.54	10.6	0.4	12	0.084	0.3	0.96	0.029	0.883	0.18	14.1	331	21	<0.01	70	0.79
IR2- 24	295.88	1.5	0.1	2	0.028	0.27	0.14	0.013	0.066	0.04	25	62	3	<0.01	155	0.08
IR2-20	298.53	7.6	0.4	11	0.065	0.19	0.82	0.082	0.825	0.29	20	993	41	<0.01	77	0.68
IR2- 17	304.00	1.6	0.1	2	0.019	0.58	0.12	0.014	0.253	0.03	25	4	3	<0.01	174	0.25
IR2- 14	306.15	1	<0.1	2	0.021	0.41	0.09	0.015	0.084	0.03	25	4	5	<0.01	142	0.11
IR2- 9	310.85	1.5	0.1	1	0.017	0.51	0.11	0.018	0.089	0.02	25	3	3	<0.01	150	0.12
IR2-7	311.55	1.1	0.1	<1	0.023	0.26	0.09	0.022	0.084	0.02	25	4	8	<0.01	151	0.11
IR2- 5	314.00	0.5	0.1	2	0.016	0.23	0.06	0.012	0.06	0.02	25	2	2	<0.01	143	0.09

Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente															
Muestra	Prof	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Sc	Pr
Unidades	m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
IR2-191	123.47	1.1	20.1	7.1	14.6	0.8	<0.1	1.6	0.4	10.8	>1000	5	8	2	1.2
IR2-190	123.67	1	16.9	7.8	15	1.8	<0.1	<0.1	0.5	11.3	>1000	5.8	13	2	1.4
IR2-189	123.69	0.9	21.9	4.8	14.6	1.8	<0.1	0.3	1.2	9.3	>1000	6.5	5	1	1.6
IR2-188	125.29	2.6	25.4	10.4	28.3	6.3	<0.1	2.7	1.8	25.8	>1000	14.1	43	4	5.2
IR2-187	125.76	1	54.3	6.7	12.2	1.9	<0.1	0.4	1.2	7.5	>1000	8.3	17	<1	2.6
IR2-186	126.57	1.8	58.4	9.1	175	1	<0.1	0.8	2.3	6.9	>1000	5.5	7	1	1.2

IR2-185	127.24	2.6	40.5	10.4	41	3.2	< 0.1	1.5	2.6	12.9	> 1000	7	19	3	1.6
IR2-184	127.33	2.4	33.2	10.9	43.2	2	< 0.1	5.2	3.2	11.7	> 1000	6.9	22	2	1.5
IR2-183	127.69	2.3	85	11.1	39.9	2	< 0.1	1.5	3.1	11.7	> 1000	7.4	22	2	1.5
IR2-182	128.65	2.2	25.1	7.9	20.9	1.7	< 0.1	2.5	1.8	8.5	> 1000	5	18	2	1.2
IR2-181	129.68	1.1	134	5.7	21	1	< 0.1	0.4	1.3	6	> 1000	4.4	4	< 1	1
IR2-180	130.25	4.9	41.9	19.1	76.7	9.2	< 0.1	6.2	6.5	38.1	> 1000	12.4	64	6	4.1
IR2-179	130.85	2.1	55.7	11.7	44	1.2	< 0.1	16.8	2.2	8	> 1000	4.6	13	1	0.9
IR2-178	131.84	2.2	28.6	14.8	184	4.2	< 0.1	2.3	2.7	14	> 1000	9.5	29	3	2.3
IR2-177	132.25	2.5	45.1	10.1	39.7	2.4	< 0.1	1.4	3.5	10.6	> 1000	6.6	24	1	1.1
IR2-176	133.35	8	58.1	23.6	116	12.2	< 0.1	7.9	4	53.8	> 1000	11.1	78	5	2.9
IR2-175	134.02	4.1	174	9.6	31.3	4.8	< 0.1	8.4	1.5	17.5	> 1000	16.4	35	2	3.6
IR2-174	134.10	9	314	17.9	81.6	5.2	< 0.1	3.7	2.6	20.4	> 1000	25.6	47	2	6.1
IR2-173	135.17	5.7	34.1	20	92.5	10.1	< 0.1	4.8	3.4	44.5	> 1000	34.2	2	7	10.9
IR2- 172	137.00	1.1	4.2	7.6	35.3	1.19	< 0.1	0.4	1.1	3.1	1270	4.77	1.9	1.2	1
IR2-171	140.59	3.3	27.3	20.4	77.7	2.07	< 0.1	4.8	5.1	7.7	1370	4	0.9	1.7	0.9
IR2-170	142.30	9.3	102	53.1	211	4.85	< 0.1	21.9	18.5	16.6	989	4.63	0.7	2.6	0.9
IR2- 169	146.38	0.6	6.1	7.3	20	0.86	< 0.1	0.2	1.5	2.3	1270	3.8	1.8	1.1	0.7
IR2-168	148.57	4.1	38.8	26.7	76.9	1.65	< 0.1	4.8	7.6	6.7	1350	4.92	0.7	1.6	1
IR2-167	151.84	2.1	19.2	10.5	12.9	0.74	< 0.1	1.3	2.7	3.5	1800	2.83	2.1	0.9	0.4
IR2-166	155.62	0.9	8.4	5.6	22.7	0.38	< 0.1	0.9	1.7	2.8	1570	5.18	1.1	0.8	0.7
IR2-165	156.89	2.5	21.5	17.9	72.7	0.88	< 0.1	3.3	3.8	4.5	1410	3.47	1.1	1.2	0.6
IR2- 164	158.27	2	10.5	12.2	35.4	1.42	< 0.1	1.8	2.5	4.4	1220	4.88	2.1	1.6	1
IR2-163	160.04	5.2	53.1	37.1	150	2.51	< 0.1	6.6	12.6	9.5	1220	3.59	1	1.8	0.7
IR2-162	161.10	7.8	56	61.3	58.9	2.53	< 0.1	10.8	22.2	8.4	1110	4.87	0.9	3.7	1.1
IR2- 161	163.59	2.1	16.3	19.7	31.3	1.5	0.1	6.1	20.1	4.2	1210	4.76	2.2	2	1
IR2-160	165.15	4.9	26.3	19.1	117	2.88	< 0.1	4.9	5.4	8.1	1270	25.7	0.8	3.1	4.4
IR2-159	166.59	3.5	33.8	20.1	44.5	1.92	< 0.1	4.5	5.8	8.1	1430	6.02	0.7	1.9	1.1
IR2-158 A	168.10	3.7	21.2	20.6	46.3	2.25	< 0.1	22.6	14.1	7.9	903	5.77	0.9	3.1	1.5
IR2-157	169.21	5	68.9	31.8	43.6	2.95	< 0.1	14	8.2	10.5	1110	9.98	0.8	2.7	2.2
IR2- 156	171.85	1.8	15.3	13.5	34	1.91	0.1	2.9	2.7	6.8	1140	43.3	3.5	1.8	6.4
IR2-155	172.93	3.6	28.5	26.1	19.6	1.53	< 0.1	6.9	9.3	6.3	1420	5.63	0.9	1.6	1.3
IR2-154 A	173.58	1	6	6.2	6.7	0.46	< 0.1	2.4	2.3	1.8	1570	15.9	1.6	0.6	3.3
IR2-153	174.18	12.9	133	75.6	123	6.45	< 0.1	19.7	23	20.4	628	3.72	0.6	4.1	1
IR2- 152	175.77	1.1	9	9.4	22.3	1.24	< 0.1	1	1.7	3.2	1180	4.19	2.2	2	0.9
IR2-150	177.42	0.9	6.2	7.4	30	0.78	< 0.1	0.4	1.6	3.5	1470	3.74	1.2	0.8	0.7
IR2-149	179.47	3.3	22.5	15.8	77.7	1.04	< 0.1	4.2	7.4	4.7	1290	5.46	0.8	1.2	1.5
IR2- 148	180.05	1.5	4.2	7.4	17.7	0.78	< 0.1	< 0.1	1.6	1.9	1320	2.1	2	0.8	0.3
IR2-147	181.52	5.7	51.6	46.5	112	2.55	< 0.1	6	13.2	10.3	1200	4.2	0.8	3.5	0.9
IR2-146	182.33	1.2	8.5	7.5	36.4	0.61	< 0.1	1.7	2	3.3	1440	3.67	2.3	0.7	0.7
IR2-145	183.65	1.6	14.2	12.2	23.7	0.57	< 0.1	1.6	2.7	3	1450	2.1	1.5	1	0.4
IR2-144	185.10	2.1	10.3	9.9	36.9	1.47	< 0.1	1.7	2.3	6.8	1300	5.46	2.2	1.5	1.3
IR2-143	186.35	2.8	18.4	16.3	60.3	1.34	< 0.1	2.1	4.5	5.6	1330	4.2	2.4	2.2	0.8
IR2-142	187.65	2.8	14	14.3	53	0.79	< 0.1	3.5	4.8	4.2	1250	3.9	1.7	1	0.9
IR2- 141	188.45	8.4	84.6	69	181	5.32	0.1	13	20.8	19.2	778	10.3	3.8	4.6	2.6

IR2-141 B	188.75	6.3	76.7	45.9	157	3.83	< 0.1	6.9	12.3	15.2	1010	11.2	0.5	5.1	2.3
IR2-140 A	189.08	0.8	4.8	4.9	27.2	0.43	< 0.1	0.9	1.5	2.7	1380	2.34	2.1	0.4	0.4
IR2-139	191.25	0.5	2.1	5.3	10.7	0.28	< 0.1	0.2	0.7	2	1140	2.98	1.7	0.4	0.4
IR2-138	191.63	5.1	44.3	39.1	108	2.12	< 0.1	5.9	13.3	9.5	1400	5.39	2.8	2.3	0.9
IR2-137	192.83	1.3	5.3	11.6	11.8	0.29	< 0.1	4.1	24.2	1.9	1250	2.24	2	0.4	0.4
IR2-136	194.45	0.7	3.3	5.5	16	0.28	< 0.1	0.4	1.3	2.3	1330	2.34	1.6	0.5	0.4
IR2- 135	195.73	1.3	30.9	5.3	5	0.9	< 0.1	< 0.1	0.9	2.9	1210	3.32	2.4	0.9	0.5
IR2-134	196.85	5.5	47.2	39	142	2.12	< 0.1	4.7	10.5	9.2	1390	4.77	2.6	2.3	0.8
IR2-133	197.90	6.5	25.6	24.2	50.8	2.22	< 0.1	12.2	5.1	9.4	896	6.15	1.1	1.8	1.5
IR2- 132	199.20	3.1	12	12.9	18.8	1.18	< 0.1	2.2	2.8	3.2	1170	3.49	2.6	1.2	0.5
IR2-131	199.40	11.4	100	70.2	223	4.91	0.1	45.9	47.8	18.4	902	5.69	0.7	2.8	2.1
IR2-130	200.55	7.6	44.3	36.5	177	1.52	0.1	22.5	36.3	5.5	640	3.16	0.8	1.1	0.8
IR2- 129	202.00	6.3	4.8	7.4	9	0.6	< 0.1	3	3.5	1.2	989	2.01	2.4	0.7	0.3
IR2-128	202.46	3.9	105	42.4	412	2.72	< 0.1	8.9	11.8	11	1240	6.28	0.8	2.2	1.1
IR2- 127	203.45	0.3	15.1	2.8	12.1	0.44	< 0.1	< 0.1	1.2	0.7	1120	1.45	2.4	0.7	0.2
IR2-126	204.80	2.6	15.9	12.9	94.4	1.72	< 0.1	3.7	4.5	6.1	1220	5.43	0.7	1.5	1.2
IR2-125	206.06	2.2	12.6	10.5	30.7	0.91	< 0.1	2.1	2.4	5.1	1310	4.92	2.8	1.5	0.8
IR2- 123A	206.49	1.3	5.6	9.9	19.6	0.97	< 0.1	0.9	1.8	2.4	1240	3.19	2.3	1	0.5
IR2- 122	209.35	7.6	8.1	11.5	18.7	1.05	< 0.1	2.5	1.6	3	1200	7.37	2.6	1.2	1.6
IR2-120	210.45	5.1	21.2	13.5	46.1	1.53	< 0.1	5	4.4	7.3	1340	9.14	3.7	2.1	2.1
IR2- 119A	211.23	4	38.2	40.5	29.5	1.88	< 0.1	14.7	6.8	5.1	1220	5.97	2.8	1.9	1.4
IR2-119	212	2.9	25.8	18.7	32.3	0.43	< 0.1	2.7	3.3	4.3	1380	4.87	3.1	1.9	0.8
IR2- 118	214.20	0.8	15	4.8	28.5	0.78	< 0.1	0.7	0.9	1.7	746	3.14	2	1.5	0.5
IR2- 115A	215.20	1.8	71.4	8.4	14.5	0.89	< 0.1	1.2	0.9	1.7	825	3.19	2.5	0.9	0.4
IR2- 114	217.55	5.6	69.5	64.8	401	4.49	< 0.1	9.2	5.9	16	796	8.5	4.7	3.2	2.5
IR2-113	217.94	8.3	57.9	27.2	51.1	1.96	< 0.1	10.2	4.5	6.9	1120	7.57	5.2	2.6	1.6
IR2-112	219.70	4.5	54	28.7	112	3.04	< 0.1	6.4	4	13.1	1050	10.3	2.5	3.4	2.8
IR2- 110	220.85	3.4	36.3	13.8	7.7	0.36	< 0.1	0.1	0.7	0.7	595	0.74	2.8	0.4	0.1
IR2-108	222.80	4	29.1	24.8	105	1.78	< 0.1	4.7	3.3	6.7	1090	10.8	2	3	2.5
IR2- 107	224.20	5.5	27.1	69.6	74.7	1.94	< 0.1	4.6	3.7	7.1	938	5.35	2	2.2	1.2
IR2-105	226.13	5.5	42.8	34.5	57.3	3.28	< 0.1	7.7	5.2	10.7	892	7.76	2.6	5.1	2.3
IR2-104	227.66	5.3	55.8	29.6	62	1.93	< 0.1	7	3.1	7.8	1150	5.43	3.2	2.1	1.4
IR2-102	229.40	6	65.4	44	223	2.72	< 0.1	8.3	6.7	11.3	1110	9.61	3.9	3.6	2.2
IR2- 103	229.73	8.2	39	35.7	54.6	2.17	< 0.1	9.2	8.2	7.3	929	7.5	3.2	3	2.1
IR2-101A	231.52	2.6	66.5	33.7	50.6	1.78	< 0.1	2.6	2.4	9.4	1320	7.93	3.4	2.8	1.9
IR2- 100	232.08	4	31.2	70.9	57.8	1.32	< 0.1	5.8	2.6	4.5	1140	6.22	4.4	1.9	1.2
IR2- 98	234.33	4.6	37.3	98	76.9	1.3	< 0.1	5.6	3.3	4.9	1090	7.01	2.9	2.4	1.5
IR2-97	235.90	9.6	50	47.5	261	3.48	< 0.1	11.3	8.9	13.2	889	6.95	2.9	3.8	2.2
IR2-93	240.91	4.3	29.1	26.5	51.2	1.6	< 0.1	3.6	2.8	8.6	1050	7.54	2.3	2.7	2.1
IR2- 90	244.55	6.2	54.7	74	63.1	3.36	< 0.1	7.4	5.5	14.6	808	8.72	2.5	4.2	2.3
IR2-89	245.45	11.3	54.5	43.4	59.2	2.78	0.1	30.7	30	8	501	6.24	0.7	4	2
IR2-87	247.83	3.5	18.3	14.6	69.8	1.96	< 0.1	7	2.7	6.5	1090	5.62	0.6	2.1	1.5
IR2-85	249.52	8.1	34.5	38.1	91.3	2.26	< 0.1	12.3	3.8	9.6	806	9.52	0.4	4.6	2.2
IR2-84	250.59	5.3	41.2	30.5	67.1	2.75	< 0.1	8.4	5.3	11.5	1020	4.84	0.9	3.7	1.1

IR2-AF	251.77	4.4	47.5	26.3	60.3	4.2	< 0.1	11.7	4.9	25	> 1000	8.4	33	3	2.2
IR2-82	251.98	3.6	14.5	15.2	16.7	0.72	< 0.1	6.7	1.6	3.5	1180	5.39	1	2	1
IR2-AD	252.38	5.5	65.3	35.5	96.3	7.2	< 0.1	7.9	4.7	42.9	> 1000	10.2	50	6	2.7
IR2- 83	252.56	5.8	63	42.5	121	2.94	< 0.1	11.5	5.5	12.1	997	8.51	3.7	3.4	2.7
IR2-AB	253.60	3.2	19.1	12.4	139	3.2	< 0.1	4.7	1.7	16.1	> 1000	5.8	24	3	1.2
IR2-Z	254.21	5.8	41.8	28	30.3	4.5	< 0.1	13.5	2.3	23.4	> 1000	8	35	3	2.1
IR2-80	254.65	8.4	46.3	47.2	57.2	2.63	< 0.1	21.5	6.7	8.7	1030	6.08	0.6	3.9	1.8
IR2-X	254.84	9	50.6	43.4	68.3	7.6	< 0.1	6.2	2.6	45	> 1000	11.7	62	7	3.5
IR2-W	255.30	1.7	5.3	4.8	4.9	3.1	< 0.1	2.8	1.1	10.5	502	4.3	13	2	1.5
IR2-V	255.43	2.6	16.4	14.4	9.5	4.2	< 0.1	2.2	1.3	21.6	821	6.6	31	4	1.9
IR2-U	255.61	15.6	61.1	53.4	84.3	8.6	< 0.1	13.1	2.9	42.2	889	7.7	53	7	2.6
IR2-T	255.99	6.3	35.4	31.2	47.6	7.5	< 0.1	4	1.9	42.1	840	8.9	53	6	2.8
IR2-S	256.24	6.4	29.8	27.3	19	4.2	0.3	4.6	1.6	21.5	> 1000	14.7	26	4	2.9
IR2-R	256.72	7.5	36.5	33.1	28.8	4.9	< 0.1	5.3	1.5	24.9	965	15.3	46	5	2.8
IR2- 78	256.77	5.7	36.6	27.8	23.5	1.75	< 0.1	4.1	1.2	5.8	815	9.82	2	2.9	1.8
IR2-Q	256.92	7	32.9	30.8	27.4	5.7	< 0.1	4.5	1.6	26.4	877	6.6	36	6	1.4
IR2-P	257.05	3.9	16.2	17.2	8.6	1.7	< 0.1	4.1	1.3	12.1	720	5.2	18	3	1.4
IR2-O	257.29	17.7	56.8	87.8	41.7	9.9	< 0.1	7.8	1	38.4	967	25.7	43	35	2.6
IR2-N	257.78	6.1	33.3	38.7	16.2	4	< 0.1	5.4	0.9	14.8	654	11.3	26	8	1.3
IR2-M	258.22	1.9	26.8	10.3	5.3	1.1	< 0.1	0.6	0.5	6	658	3.8	8	2	0.5
IR2-77	258.44	15.7	69.5	76.1	33.1	3.57	< 0.1	5.4	2.9	11.9	718	13.9	2.9	10.8	1.8
IR2-K	258.50	35.8	126	80.3	110	9.3	< 0.1	11.6	2.4	38.2	840	23.6	57	39	3.4
IR2-J	258.98	1.2	15.2	7.3	3	0.7	< 0.1	3.6	0.2	3.9	665	2.5	9	1	0.4
IR2-75	259.19	17.1	70.9	58.1	57.8	1.9	< 0.1	7.4	2.6	5.3	792	13.5	0.6	12.5	1.7
IR2-74	259.60	26.3	107	79.6	78.2	4.97	< 0.1	7.1	2.3	11.8	493	10.6	1.1	19.8	2.2
IR2-G	260.17	6.4	56.9	32.3	51.4	6.3	< 0.1	16.1	5.3	34.6	929	13	55	4	3.1
IR2-E	260.93	4.6	39.6	28.7	30.6	2.8	< 0.1	11.3	4.7	22.6	> 1000	11.2	33	4	2.9
IR2- 72	261.50	3	28	31.9	45.2	1.96	< 0.1	4.6	4.2	5.9	886	3.49	1.7	3.1	1.1
IR2- 70	266.60	3.3	46	44.2	39.3	2.35	< 0.1	4.4	4.5	8.5	780	13.6	3.5	2.9	3
IR2- 61	271.90	2.9	40.4	41.1	103	1.84	< 0.1	6.1	2.9	4.7	766	6.15	2.3	1.9	1.4
IR2- 56	273.80	5.1	64.1	70	102	3.35	< 0.1	16.3	5.6	7.4	685	7.26	2.6	3.1	2.4
IR2-51	278.77	5.4	82.4	61.6	301	2.54	< 0.1	11.6	5.5	9.1	841	7.15	3.8	2.7	2.4
IR2- 47	282.25	5.3	71	66.1	105	4.27	< 0.1	18.3	8	10.3	738	15.8	3.7	4.7	4.7
IR2- 44	284.80	6.2	48.8	44.7	110	3.64	< 0.1	24.2	3.6	10.6	776	11.8	3.6	3.5	3.4
IR2-34	290.27	0.6	13.5	15.8	11.8	0.86	< 0.1	6.6	2.8	1.4	476	8.84	4.6	1.8	3.8
IR2- 31	291.54	3.9	48.5	37.3	51.6	2.71	< 0.1	13.6	5.3	5.6	533	6.83	2.5	2.6	3.3
IR2- 24	295.88	0.8	9.6	3.5	10.5	0.6	< 0.1	0.9	1.2	1	643	3.46	2.7	0.5	1
IR2-20	298.53	4.3	119	47.2	190	1.86	< 0.1	17.7	9.7	11.5	644	8.63	4.4	2.2	2.3
IR2- 17	304.00	6.8	13.1	2.2	2.9	2.85	< 0.1	< 0.1	0.4	1.4	637	2.72	1.6	0.5	0.5
IR2- 14	306.15	120	9.4	2.4	3.9	0.6	< 0.1	< 0.1	0.4	1.4	531	2.69	1.5	0.5	0.4
IR2- 9	310.85	2.9	12.2	2.1	11	0.63	< 0.1	< 0.1	0.3	0.7	557	3.05	1.5	0.6	0.7
IR2-7	311.55	0.8	28.5	11.6	163	0.28	< 0.1	0.3	0.2	0.7	606	2.84	2.5	0.4	0.4
IR2- 5	314.00	0.6	5.5	2	2	0.47	< 0.1	< 0.1	0.4	0.8	491	3.05	2.8	0.5	0.4

Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente														
Muestra	Prof	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te
Unidades	m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
IR2-191	123.47	0.9	0.7	0.1	0.6	< 0.1	1	0.2	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.2	< 0.1
IR2-190	123.67	0.9	0.8	0.2	0.5	< 0.1	1	0.27	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.2	< 0.1
IR2-189	123.69	0.9	0.9	0.2	0.6	< 0.1	0.7	0.24	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.1	< 0.1
IR2-188	125.29	2.7	2.7	0.5	1.6	0.2	5.3	1.06	0.09	0.1	< 0.1	< 1	0.5	< 0.1
IR2-187	125.76	1.4	1.3	0.2	0.7	0.1	1.6	0.38	< 0.05	0.01	< 0.1	< 1	0.2	< 0.1
IR2-186	126.57	0.8	0.8	0.2	0.5	< 0.1	0.6	0.52	< 0.05	0.9	< 0.1	< 1	0.4	< 0.1
IR2-185	127.24	1	1.1	0.2	0.7	< 0.1	1.3	0.56	0.06	0.2	< 0.1	< 1	0.5	< 0.1
IR2-184	127.33	1.1	1.1	0.2	0.6	< 0.1	1.6	0.69	0.06	0.2	< 0.1	< 1	0.6	< 0.1
IR2-183	127.69	1.2	1.1	0.2	0.6	< 0.1	1.7	0.62	0.06	0.2	< 0.1	< 1	0.6	< 0.1
IR2-182	128.65	0.9	0.8	0.1	0.4	< 0.1	0.8	0.43	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.4	< 0.1
IR2-181	129.68	0.5	0.5	0.1	0.3	< 0.1	0.4	0.23	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.1	< 0.1
IR2-180	130.25	2.7	3	0.5	1.8	0.2	4.6	1.84	0.18	0.3	< 0.1	< 1	1.8	< 0.1
IR2-179	130.85	0.7	0.6	0.1	0.4	< 0.1	1	0.42	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.4	< 0.1
IR2-178	131.84	1.3	1.4	0.3	0.9	0.1	1.5	0.76	0.06	0.6	< 0.1	< 1	0.9	< 0.1
IR2-177	132.25	0.8	0.8	0.1	0.4	< 0.1	1.2	0.94	< 0.05	0.2	< 0.1	< 1	0.7	0.1
IR2-176	133.35	1.8	1.9	0.4	1.3	0.2	5.1	2.63	0.17	0.5	< 0.1	1	1.9	< 0.1
IR2-175	134.02	2	2.4	0.5	1.6	0.3	3.2	0.3	0.07	0.1	< 0.1	< 1	0.1	< 0.1
IR2-174	134.10	3.8	4.5	0.9	2.8	0.4	8.4	1.48	0.16	0.3	< 0.1	1	0.7	< 0.1
IR2-173	135.17	8.2	6.9	1.2	2.9	0.4	0.3	1.52	0.07	0.4	< 0.1	< 1	0.8	< 0.1
IR2- 172	137.00	0.7	0.7	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	0.38	0.023	0.12	< 0.02	0.18	0.19	0.04
IR2-171	140.59	0.7	0.6	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	2.34	0.059	0.35	0.05	0.29	0.47	0.06
IR2-170	142.30	0.8	0.8	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	9.12	0.342	1.05	0.17	0.66	1.47	0.18
IR2- 169	146.38	0.5	0.5	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	0.73	0.029	0.06	0.02	0.14	0.23	0.04
IR2-168	148.57	0.8	0.8	0.2	0.4	< 0.1	< 0.1	2.31	0.111	0.26	0.06	0.33	0.64	0.05
IR2-167	151.84	0.3	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.72	0.015	0.06	< 0.02	0.18	0.28	< 0.02
IR2-166	155.62	0.7	0.7	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	0.81	0.017	0.17	< 0.02	0.06	0.17	0.02
IR2-165	156.89	0.6	0.5	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	1.94	0.07	0.62	0.03	0.16	0.51	0.04
IR2- 164	158.27	0.8	0.8	0.1	0.5	< 0.1	< 0.1	0.96	0.039	0.21	0.03	0.19	0.43	0.05
IR2-163	160.04	0.6	0.6	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	1.43	0.228	0.45	0.08	0.4	0.83	0.07
IR2-162	161.10	0.8	0.9	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	4.87	0.118	0.12	0.06	0.41	1.66	0.08
IR2- 161	163.59	0.7	0.7	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	0.97	0.044	0.07	0.03	0.23	0.51	0.06
IR2-160	165.15	4.3	5.7	1.1	3.3	0.5	< 0.1	1.1	0.088	0.25	0.05	0.46	0.31	0.03
IR2-159	166.59	0.9	0.9	0.2	0.4	< 0.1	< 0.1	2.17	0.099	0.33	0.06	0.25	0.73	0.07
IR2-158 A	168.10	1.2	1.3	0.2	0.7	0.1	< 0.1	4.7	0.064	0.27	0.04	0.31	0.29	< 0.02
IR2-157	169.21	1.9	1.9	0.3	1	0.1	< 0.1	16.8	0.165	0.52	0.08	0.71	0.91	0.08
IR2- 156	171.85	6.4	7.1	1.5	4.4	0.6	< 0.1	1.38	0.053	0.2	0.03	0.31	0.65	0.09
IR2-155	172.93	1	0.9	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	4.17	0.077	0.11	0.03	0.22	0.94	0.08
IR2-154 A	173.58	2.6	3	0.6	1.9	0.3	< 0.1	3.15	0.036	0.04	< 0.02	0.15	0.48	0.02
IR2-153	174.18	0.9	0.7	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	8.18	0.377	0.49	0.16	0.71	1.91	0.27
IR2- 152	175.77	0.6	0.7	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	0.71	0.034	0.11	0.02	0.16	0.29	0.03
IR2-150	177.42	0.5	0.5	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	0.29	0.022	0.09	0.02	0.12	0.15	< 0.02

IR2-149	179.47	1	0.9	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	1.81	0.103	0.23	0.03	0.29	0.45	0.07
IR2- 148	180.05	0.3	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.29	0.017	0.05	< 0.02	0.25	0.17	0.04
IR2-147	181.52	0.8	0.8	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	2.32	0.146	0.51	0.06	0.36	0.81	0.08
IR2-146	182.33	0.5	0.5	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	0.46	0.025	0.16	0.03	0.17	0.2	0.03
IR2-145	183.65	0.3	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.92	0.029	0.12	0.02	0.25	0.28	0.03
IR2-144	185.10	1	0.9	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	0.35	0.038	0.1	0.03	0.18	0.22	0.02
IR2-143	186.35	0.6	0.6	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	0.76	0.044	0.14	0.04	0.24	0.35	0.05
IR2-142	187.65	0.6	0.6	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	1.23	0.035	0.3	0.03	0.21	0.33	0.06
IR2- 141	188.45	2.4	2.1	0.4	0.9	0.1	< 0.1	5.5	0.276	1.3	0.12	0.89	1.93	0.21
IR2-141 B	188.75	2.2	2.1	0.4	0.9	0.1	< 0.1	2.92	0.253	1.3	0.12	0.55	0.92	0.14
IR2-140 A	189.08	0.3	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.34	0.013	0.09	< 0.02	0.08	0.15	< 0.02
IR2-139	191.25	0.4	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.11	0.007	0.04	< 0.02	< 0.05	0.14	0.02
IR2-138	191.63	0.8	0.7	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	2.41	0.106	0.38	0.06	0.37	1.4	0.13
IR2-137	192.83	0.4	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	1.44	0.016	0.08	< 0.02	0.08	0.37	< 0.02
IR2-136	194.45	0.3	0.3	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	0.24	0.009	0.09	< 0.02	0.07	0.14	< 0.02
IR2- 135	195.73	0.5	0.4	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	0.29	0.015	0.02	< 0.02	0.11	0.15	0.04
IR2-134	196.85	0.7	0.6	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	1.78	0.093	0.48	0.08	0.4	1.26	0.11
IR2-133	197.90	1.2	1	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	3.73	0.081	0.34	0.04	0.32	1.03	0.15
IR2- 132	199.20	0.5	0.5	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	1.51	0.042	0.18	0.02	0.24	0.55	0.06
IR2-131	199.40	1.5	1.2	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	22.4	0.453	2.93	0.12	0.76	6.55	0.29
IR2-130	200.55	0.7	0.6	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	7.52	0.184	3.32	0.03	0.28	4.4	0.15
IR2- 129	202.00	0.2	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	1.7	0.022	0.11	< 0.02	0.13	0.47	0.04
IR2-128	202.46	1.1	1	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	42.2	0.188	6.77	0.07	0.38	1.82	0.1
IR2- 127	203.45	0.1	0.2	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	11.2	0.012	0.32	< 0.02	0.06	0.36	0.03
IR2-126	204.80	1	1	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	1.07	0.115	0.99	0.04	0.31	0.49	0.04
IR2-125	206.06	0.7	0.6	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	1.12	0.054	0.25	0.02	0.21	0.38	< 0.02
IR2- 123A	206.49	0.4	0.5	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	0.68	0.047	0.17	< 0.02	0.14	0.28	0.05
IR2- 122	209.35	1.2	1.1	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	0.68	0.06	0.15	0.02	0.16	0.35	0.04
IR2-120	210.45	1.6	1.2	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	2.6	0.124	0.36	0.03	0.29	0.94	0.05
IR2- 119A	211.23	1.2	1	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	17.6	0.159	0.46	< 0.02	0.21	2.09	0.1
IR2-119	212	0.7	0.5	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	1.75	0.113	0.21	0.03	0.21	0.55	0.03
IR2- 118	214.20	0.4	0.4	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	4.45	0.018	0.6	< 0.02	0.1	0.38	0.05
IR2- 115A	215.20	0.4	0.4	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	9.03	0.03	0.21	< 0.02	0.15	0.41	0.04
IR2- 114	217.55	2.2	1.7	0.3	0.7	< 0.1	< 0.1	19.5	0.439	9.5	0.09	0.57	1.79	0.13
IR2-113	217.94	1.4	1.1	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	24.5	0.141	0.77	0.03	0.29	1.58	0.05
IR2-112	219.70	2.4	1.8	0.3	0.9	0.1	< 0.1	3.8	0.16	0.66	0.06	0.42	0.92	0.05
IR2- 110	220.85	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	5.54	0.013	0.03	< 0.02	0.08	0.13	0.04
IR2-108	222.80	2	1.7	0.3	1.1	0.2	< 0.1	1.23	0.201	0.56	0.04	0.29	0.48	0.02
IR2- 107	224.20	1.1	1	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	0.78	0.086	0.25	0.05	0.29	0.56	0.08
IR2-105	226.13	1.8	1.5	0.3	0.8	0.1	< 0.1	3.81	0.326	0.54	0.05	0.54	0.74	0.03
IR2-104	227.66	1.2	0.9	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	16	0.112	0.75	0.04	0.24	0.74	0.07
IR2-102	229.40	2	1.5	0.3	0.8	0.1	< 0.1	1.92	0.284	1.06	0.13	0.53	1.14	0.1
IR2- 103	229.73	1.6	1.4	0.3	0.8	< 0.1	< 0.1	1.98	0.189	0.23	0.05	0.37	0.97	0.11
IR2-101A	231.52	1.6	1.3	0.3	0.8	0.1	< 0.1	6.08	0.112	0.62	0.04	0.31	0.53	< 0.02

IR2- 100	232.08	1	0.9	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	15	0.138	0.32	0.03	0.2	0.88	0.05
IR2- 98	234.33	1.5	1.3	0.2	0.7	< 0.1	< 0.1	6.41	0.134	0.5	0.03	0.19	0.53	0.09
IR2-97	235.90	1.8	1.3	0.2	0.7	< 0.1	< 0.1	2.67	0.364	1.1	0.08	0.68	1.11	0.11
IR2-93	240.91	1.7	1.3	0.3	0.7	< 0.1	< 0.1	1.54	0.12	0.25	0.03	0.4	0.59	0.03
IR2- 90	244.55	2.1	1.8	0.3	0.8	0.1	< 0.1	4.31	0.309	0.43	0.05	0.5	1.4	0.1
IR2-89	245.45	1.6	1.3	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	13.5	0.312	0.22	0.04	0.43	1.34	0.07
IR2-87	247.83	1.1	1	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	1.22	0.065	0.38	0.04	0.26	0.32	0.04
IR2-85	249.52	2.2	2	0.3	0.9	0.1	< 0.1	1.38	0.159	0.21	0.05	0.36	0.44	0.07
IR2-84	250.59	0.9	0.8	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	2.32	0.162	0.25	0.04	0.29	0.33	0.07
IR2-AF	251.77	1.4	1.4	0.3	1	0.1	2.6	1.88	0.13	0.2	< 0.1	< 1	1.3	< 0.1
IR2-82	251.98	0.8	0.9	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	2.42	0.108	0.13	0.02	0.15	0.3	0.08
IR2-AD	252.38	1.9	1.9	0.4	1.1	0.2	1.8	2.9	0.19	0.4	< 0.1	< 1	1.8	< 0.1
IR2- 83	252.56	2.3	1.9	0.3	0.8	< 0.1	< 0.1	16.4	0.164	1.5	0.05	0.46	1.23	0.11
IR2-AB	253.60	0.9	1	0.2	0.6	< 0.1	1.8	1.94	0.1	2.1	< 0.1	< 1	0.5	< 0.1
IR2-Z	254.21	1.2	1.3	0.3	0.8	0.1	4	4.49	0.18	0.3	< 0.1	< 1	1.2	0.2
IR2-80	254.65	1.4	1.1	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	10.5	0.379	0.58	0.06	0.33	0.63	0.44
IR2-X	254.84	2.1	2.3	0.4	1.3	0.2	8.2	4.52	0.24	0.9	< 0.1	< 1	0.9	0.1
IR2-W	255.30	0.8	0.7	0.1	0.4	< 0.1	0.6	1.39	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.1	< 0.1
IR2-V	255.43	1	1.2	0.2	0.7	0.1	3.8	1.14	0.08	0.1	< 0.1	< 1	0.4	< 0.1
IR2-U	255.61	1.5	1.5	0.3	0.8	0.1	8.2	5.47	0.22	0.9	< 0.1	< 1	1.4	0.2
IR2-T	255.99	1.6	1.7	0.3	1.1	0.1	7.2	2.47	0.18	0.5	< 0.1	< 1	0.8	< 0.1
IR2-S	256.24	2	2.1	0.4	1.4	0.2	1.3	2.28	0.11	0.3	< 0.1	< 1	0.4	0.1
IR2-R	256.72	2.2	2.5	0.5	1.7	0.3	3.9	1.87	0.15	0.3	< 0.1	< 1	0.9	< 0.1
IR2- 78	256.77	1.9	1.7	0.3	1	0.1	< 0.1	1.36	0.082	0.3	0.03	0.34	0.4	0.09
IR2-Q	256.92	1.1	1	0.2	0.7	< 0.1	3.7	1.41	0.11	0.4	< 0.1	< 1	0.6	< 0.1
IR2-P	257.05	1	0.9	0.2	0.5	< 0.1	1.6	1.08	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.4	< 0.1
IR2-O	257.29	3.3	4.1	1	3.5	0.5	3.9	1.27	0.15	0.3	< 0.1	< 1	0.6	0.2
IR2-N	257.78	1.4	1.6	0.3	1	0.2	2.3	1.19	0.08	0.2	< 0.1	< 1	0.6	< 0.1
IR2-M	258.22	0.5	0.5	0.1	0.4	< 0.1	1.2	0.68	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.1	< 0.1
IR2-77	258.44	2.3	2.5	0.5	1.4	0.2	< 0.1	3.58	0.071	0.17	0.03	0.31	0.56	0.37
IR2-K	258.50	4.8	4.7	1.1	2.6	0.3	6	3.2	0.19	0.8	< 0.1	< 1	1	0.3
IR2-J	258.98	0.4	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	0.7	0.35	< 0.05	0.1	< 0.1	< 1	0.2	< 0.1
IR2-75	259.19	2	2.4	0.5	1.3	0.2	< 0.1	2.52	0.087	0.44	0.04	0.17	0.09	0.15
IR2-74	259.60	2.3	2.6	0.4	1.1	0.1	0.2	1.27	0.073	0.3	0.05	0.29	0.08	0.41
IR2-G	260.17	2.5	2.2	0.5	1.3	0.2	5.8	6.87	0.24	0.9	< 0.1	1	2.3	0.4
IR2-E	260.93	2.1	1.8	0.4	1.1	0.1	3.6	3.59	0.19	0.6	< 0.1	< 1	1.6	0.5
IR2- 72	261.50	0.7	0.6	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	5.43	0.259	0.23	0.03	0.34	0.75	0.1
IR2- 70	266.60	2.8	2.3	0.4	1.2	0.1	< 0.1	11.6	0.3	0.58	0.03	0.4	0.66	0.1
IR2- 61	271.90	1.2	1	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	16.1	0.389	3.04	0.03	0.57	0.78	0.1
IR2- 56	273.80	1.7	1.4	0.2	0.8	< 0.1	< 0.1	36.2	0.718	2.94	0.04	0.68	2.42	0.13
IR2-51	278.77	1.9	1.4	0.2	0.7	< 0.1	< 0.1	43.1	0.41	6.1	0.06	0.84	2.05	0.11
IR2- 47	282.25	4	3.4	0.6	1.5	0.2	< 0.1	34.3	0.594	1.69	0.06	0.88	1.88	0.17
IR2- 44	284.80	3.1	2.5	0.4	1.1	0.1	< 0.1	4.04	0.099	0.19	0.05	0.67	0.83	0.13
IR2-34	290.27	1.9	1.7	0.3	1	0.2	< 0.1	11.4	0.089	0.5	< 0.02	0.19	1.24	0.03

IR2- 31	291.54	1.9	1.5	0.3	0.8	0.1	< 0.1	60.1	0.282	2.68	0.03	1.02	1.98	0.09
IR2- 24	295.88	0.6	0.6	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	14.3	0.04	0.35	< 0.02	0.2	0.5	0.03
IR2-20	298.53	2.2	1.7	0.3	0.8	0.1	< 0.1	129	0.323	9.56	0.04	0.43	3.8	0.12
IR2- 17	304.00	0.5	0.4	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.28	0.007	0.05	< 0.02	0.11	0.13	0.05
IR2- 14	306.15	0.4	0.4	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.09	0.009	0.03	< 0.02	0.11	0.1	0.04
IR2- 9	310.85	0.5	0.4	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.14	0.008	0.03	< 0.02	0.13	0.1	0.04
IR2-7	311.55	0.4	0.4	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.13	< 0.002	0.01	< 0.02	0.08	0.08	< 0.02
IR2- 5	314.00	0.4	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.12	0.008	0.01	< 0.02	0.1	0.07	0.03

Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente																
Muestra	Prof	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Re	Au
Unidades	m	PP m	PP m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
IR2-191	123.47	0.55	86	6.7	10.5	4.7	0.4	0.22	0.1	0.4	< 0.1	0.2	< 0.1	0.3	0.003	
IR2-190	123.67	0.49	77	7.6	12.3	5.1	0.9	0.24	0.1	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.3	0.002	
IR2-189	123.69	0.41	66	8.2	14.2	5.5	0.9	0.27	0.1	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.3	0.004	
IR2-188	125.29	1.17	88	22.4	45.1	16.4	3.5	0.5	0.4	1.8	0.3	1.1	0.2	0.2	0.006	
IR2-187	125.76	0.31	50	12.4	24	8.4	1.6	0.25	0.2	0.7	< 0.1	0.4	< 0.1	0.3	0.006	
IR2-186	126.57	0.33	86	6.2	10.5	4.2	0.8	0.28	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.3	0.006	
IR2-185	127.24	0.6	89	7.6	13.7	5.5	0.9	0.32	0.2	0.7	< 0.1	0.5	0.1	0.2	0.01	
IR2-184	127.33	0.59	93	7.8	13	5.2	1.1	0.35	0.2	0.6	< 0.1	0.6	< 0.1	0.2	0.01	
IR2-183	127.69	0.59	98	8.2	13.5	5.8	0.8	0.34	0.2	0.6	< 0.1	0.5	< 0.1	0.2	0.01	
IR2-182	128.65	0.39	71	5.9	10.4	4.2	0.4	0.28	0.1	0.4	< 0.1	0.4	< 0.1	0.2	0.005	
IR2-181	129.68	0.29	65	5.9	9.3	3.6	0.8	0.21	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	0.003	
IR2-180	130.25	1.71	113	12	32.1	14.5	3.3	0.61	0.5	1.9	0.3	2	0.3	0.5	0.037	
IR2-179	130.85	0.4	94	4.7	7.8	3.3	0.8	0.23	0.1	0.3	< 0.1	0.3	< 0.1	0.3	0.006	
IR2-178	131.84	0.69	81	12	22.6	7	1.5	0.31	0.2	1	0.1	0.8	0.1	0.3	0.031	
IR2-177	132.25	0.51	71	5.4	9.2	3.7	0.6	0.25	0.1	0.4	< 0.1	0.6	< 0.1	0.6	0.009	
IR2-176	133.35	2.66	80	13.7	27	10	1.9	0.47	0.3	1.4	0.2	2.1	0.5	0.6	0.021	
IR2-175	134.02	0.83	66	17.8	33.9	12.1	2.2	0.26	0.4	1.9	0.3	0.5	< 0.1	0.1	0.007	
IR2-174	134.10	0.92	81	24.5	53.4	21.1	4.1	0.25	0.7	3	0.4	1.1	0.3	0.9	0.038	
IR2-173	135.17	2.2	136	38.6	83.8	41.6	10	1.99	1.2	2.1	0.3	< 0.1	< 0.1	3.5	0.029	
IR2- 172	137.00	0.13	45.1	6.6	10.8	3.97	0.6	0.2	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.4	0.006	1.9
IR2-171	140.59	0.38	63.2	4.1	7.32	3.83	0.6	0.2	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.026	< 0.5
IR2-170	142.30	0.83	42.9	3.7	7.56	4.35	0.9	0.2	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.1	0.144	< 0.5
IR2- 169	146.38	0.1	44.9	5	6.65	2.66	0.4	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.3	0.007	0.6
IR2-168	148.57	0.38	65.8	3.8	6.83	4.29	0.9	0.2	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.03	< 0.5
IR2-167	151.84	0.16	45.7	2.3	3.33	1.76	0.3	0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	6.9	0.004	< 0.5
IR2-166	155.62	0.14	56.9	3.9	6.1	3.39	0.6	0.2	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.3	0.013	< 0.5
IR2-165	156.89	0.24	63.2	3.1	4.89	2.88	0.5	0.2	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.4	0.017	< 0.5
IR2- 164	158.27	0.2	77	5.6	9.03	4.14	0.6	0.2	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.3	0.01	0.8
IR2-163	160.04	0.51	76.8	3.1	5.41	3.07	0.5	0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.045	< 0.5
IR2-162	161.10	0.39	17.3	5.3	9.17	4.7	0.8	0.2	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.8	0.028	< 0.5
IR2- 161	163.59	0.19	55.2	5.6	9	3.89	0.7	0.2	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.5	0.009	0.9

IR2-160	165.15	0.31	45.5	14.1	35.4	17.6	4.5	0.3	0.8	3.9	0.5	< 0.1	< 0.05	0.2	0.019	< 0.5
IR2-159	166.59	0.39	55.7	5.5	8.81	4.87	0.9	0.2	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.065	< 0.5
IR2-158 A	168.10	0.2	45.4	5.3	12.3	6.1	1.3	0.2	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.9	0.006	< 0.5
IR2-157	169.21	0.33	54.2	6.1	15.8	9.97	1.9	0.3	0.3	0.8	0.1	< 0.1	< 0.05	0.1	0.146	< 0.5
IR2- 156	171.85	0.37	53.6	40.4	60.4	27.6	4.5	0.9	0.9	3.1	0.4	0.1	< 0.05	1.9	0.025	< 0.5
IR2-155	172.93	0.33	56.9	5.6	10.7	5.7	1.1	0.2	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.5	0.033	< 0.5
IR2-154 A	173.58	0.07	43.1	11.3	26.5	13	2.4	0.4	0.4	2.2	0.3	< 0.1	< 0.05	0.5	0.013	< 0.5
IR2-153	174.18	0.94	55.6	3.5	6.73	4.31	1	0.2	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.3	0.137	< 0.5
IR2- 152	175.77	0.16	55.1	5.6	8.78	3.39	0.5	0.1	< 0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.7	0.018	1.2
IR2-150	177.42	0.16	60	3.7	5.61	2.86	0.6	0.2	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.3	0.008	< 0.5
IR2-149	179.47	0.14	64.5	6.7	11.9	5.85	1.1	0.2	0.2	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.3	0.015	< 0.5
IR2- 148	180.05	0.09	51.8	2.2	2.88	1.41	0.2	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	7.3	0.003	0.5
IR2-147	181.52	0.51	63.1	3.5	6.96	4.05	1	0.1	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.079	< 0.5
IR2-146	182.33	0.15	66.6	3.2	4.86	2.66	0.6	0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.4	0.007	< 0.5
IR2-145	183.65	0.12	67.7	2	3.02	1.44	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.4	0.012	< 0.5
IR2-144	185.10	0.34	83.5	6.3	10.4	5.29	0.8	0.2	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.4	0.006	< 0.5
IR2-143	186.35	0.25	75.9	3.7	6.21	3.41	0.9	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.5	0.017	< 0.5
IR2-142	187.65	0.1	79	4.3	6.84	3.58	0.7	0.2	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.01	< 0.5
IR2- 141	188.45	0.99	83.5	8.6	19.5	11.9	2.2	0.5	0.3	0.6	< 0.1	0.1	< 0.05	4.6	0.124	< 0.5
IR2-141 B	188.75	0.7	80.7	6.2	15.4	10.8	2.4	0.4	0.4	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.124	< 0.5
IR2-140 A	189.08	0.11	59.1	2.3	3.27	1.78	0.2	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.1	0.004	< 0.5
IR2-139	191.25	0.12	46.7	2.3	3.26	1.63	0.3	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.7	0.002	< 0.5
IR2-138	191.63	0.45	78.2	4.5	7.41	4.08	0.9	0.2	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.6	0.033	1.1
IR2-137	192.83	0.1	41.5	2.1	3.45	1.67	0.4	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	5.2	0.002	< 0.5
IR2-136	194.45	0.12	50.7	1.9	2.92	1.63	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.4	0.004	< 0.5
IR2- 135	195.73	0.13	49.7	3.1	4.76	2.16	0.5	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	8.8	0.002	< 0.5
IR2-134	196.85	0.4	77.6	4.1	6.62	3.53	0.5	0.2	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	2.2	0.031	< 0.5
IR2-133	197.90	0.48	63	5.8	12.2	6.37	1.3	0.3	0.2	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.9	0.019	< 0.5
IR2- 132	199.20	0.13	102	3.8	5.11	2.37	0.4	0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	4.6	0.024	1.4
IR2-131	199.40	0.91	20.5	7.7	17.1	9.54	1.7	0.3	0.2	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.6	0.076	< 0.5
IR2-130	200.55	0.2	31.8	2.9	5.87	3.5	0.7	0.2	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	3.2	0.015	0.6
IR2- 129	202.00	0.06	37.2	1.8	2.38	1.18	0.2	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	48.5	0.004	2.6
IR2-128	202.46	0.64	54	4.2	8.06	5.06	1	0.2	0.2	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.254	< 0.5
IR2- 127	203.45	0.04	24.1	1.1	1.5	0.58	0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.8	0.023	1
IR2-126	204.80	0.29	55.2	4.9	9.34	5.12	0.9	0.2	0.2	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.026	< 0.5
IR2-125	206.06	0.21	108	4.5	7.16	3.79	0.6	0.2	< 0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	2.1	0.006	< 0.5
IR2- 123A	206.49	0.12	83.8	3.1	4.57	2.26	0.4	0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.7	0.007	1.1
IR2- 122	209.35	0.14	71.1	8.7	15.1	6.57	0.9	0.3	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	18.7	0.006	< 0.5
IR2-120	210.45	0.33	94.8	10.4	17.4	9.58	1.7	0.4	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.05	24.1	0.028	< 0.5
IR2- 119A	211.23	0.26	95.2	5.8	11.8	6.06	1.2	0.3	0.2	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	3.5	0.086	< 0.5
IR2-119	212	0.19	145	3.9	6.3	3.59	0.6	0.2	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	3.6	0.035	1.2
IR2- 118	214.20	0.08	23.5	3.2	5.12	2.13	0.4	0.1	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	8.5	0.019	1.7
IR2- 115A	215.20	0.09	33.8	2.8	3.96	1.84	0.4	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	4.2	0.027	< 0.5
IR2- 114	217.55	0.94	62.7	10.3	21.3	11.2	2.2	0.6	0.3	0.5	< 0.1	0.1	< 0.05	9	0.138	< 0.5

IR2-113	217.94	0.34	69.5	7.9	14.7	7.38	1.1	0.3	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	34.1	0.07	0.7
IR2-112	219.70	0.52	80	11.4	21.8	12.8	2.2	0.5	0.3	0.7	< 0.1	< 0.1	< 0.05	2.4	0.043	< 0.5
IR2- 110	220.85	0.04	14.9	0.8	1.39	0.55	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	48.6	0.012	0.7
IR2-108	222.80	0.2	75.4	9.5	20.5	10.8	1.8	0.4	0.3	1.2	0.2	< 0.1	< 0.05	5.4	0.043	< 0.5
IR2- 107	224.20	0.34	72.8	6.2	10.8	5.33	0.9	0.3	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	4.5	0.016	< 0.5
IR2-105	226.13	0.29	78	8.8	19.4	10.3	1.9	0.4	0.3	0.8	0.1	< 0.1	< 0.05	6.9	0.048	0.6
IR2-104	227.66	0.32	58	6.8	12.6	6.49	1.2	0.3	0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	6.3	0.095	< 0.5
IR2-102	229.40	0.51	72.6	8.4	16.6	10.3	1.7	0.4	0.3	0.7	0.1	0.1	< 0.05	2.8	0.069	< 0.5
IR2- 103	229.73	0.29	67.8	9.5	18.4	8.6	1.6	0.4	0.2	0.7	< 0.1	< 0.1	< 0.05	39.9	0.039	< 0.5
IR2-101A	231.52	0.48	74.4	8.2	15.3	8.75	1.3	0.4	0.2	0.7	< 0.1	< 0.1	< 0.05	3.5	0.07	< 0.5
IR2- 100	232.08	0.22	52.4	7.1	12.1	5.05	0.9	0.3	0.1	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.05	6.6	0.068	< 0.5
IR2- 98	234.33	0.23	50.8	6.6	12.2	6.55	1.4	0.3	0.2	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.05	4.5	0.082	< 0.5
IR2-97	235.90	0.56	104	7.7	17.2	10.2	1.9	0.4	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	8.2	0.054	2.3
IR2-93	240.91	0.35	89.6	8.3	16.6	9.37	1.6	0.4	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	5.9	0.025	0.8
IR2- 90	244.55	0.74	70.6	8.5	19.2	10.1	2	0.5	0.3	0.7	< 0.1	< 0.1	< 0.05	16.3	0.072	1.2
IR2-89	245.45	0.23	23.7	7.1	17	9.27	1.8	0.4	0.2	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	2.4	0.039	< 0.5
IR2-87	247.83	0.33	53.8	5.1	11.2	6.34	1.2	0.3	0.2	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.3	0.023	< 0.5
IR2-85	249.52	0.32	87.6	6.1	15.1	10.1	2.2	0.5	0.3	0.7	0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	0.033	< 0.5
IR2-84	250.59	0.39	67	4.9	9.08	4.76	0.7	0.2	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.046	< 0.5
IR2-AF	251.77	1.38	100	9.9	17.7	7.8	1.7	0.38	0.2	0.9	0.1	0.9	0.2	0.3	0.024	
IR2-82	251.98	0.15	74.3	5.1	8.75	4.45	0.7	0.2	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.049	< 0.5
IR2-AD	252.38	2.57	111	12.3	21.7	9.4	1.7	0.49	0.3	1.1	0.2	1.3	< 0.1	0.3	0.052	
IR2- 83	252.56	0.58	68	9.5	22.5	12.2	2.1	0.5	0.3	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	3	0.145	1.4
IR2-AB	253.60	0.83	95	6.1	10.5	4.2	1	0.24	0.1	0.6	< 0.1	0.6	0.1	0.2	0.043	
IR2-Z	254.21	1.34	99	11.2	19.2	7	1.2	0.32	0.2	0.8	0.1	0.9	0.2	0.2	0.068	
IR2-80	254.65	0.34	48.8	5.9	14.2	7.6	1.7	0.4	0.2	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.029	< 0.5
IR2-X	254.84	2.7	133	14.5	28.9	11.7	2.3	0.6	0.4	1.3	0.2	1.5	0.5	0.5	0.039	
IR2-W	255.30	0.32	26	7.6	14.2	4.9	1	0.25	0.1	0.4	< 0.1	0.4	0.2	< 0.1	< 0.001	
IR2-V	255.43	1.07	72	9.4	16.9	6.3	1.1	0.33	0.2	0.7	< 0.1	0.7	0.2	0.2	0.011	
IR2-U	255.61	2.4	155	12.4	22.8	8.7	1.4	0.41	0.2	0.8	0.1	1.5	0.5	0.5	0.018	
IR2-T	255.99	2.37	132	12.6	24.4	9.8	1.6	0.47	0.3	1	0.1	1.5	0.5	0.4	0.017	
IR2-S	256.24	1.17	90	13.2	24.5	9.9	1.9	0.55	0.3	1.4	0.2	0.5	< 0.1	0.3	0.02	
IR2-R	256.72	1.42	89	12.8	24	10.1	2	0.46	0.4	2.1	0.3	1	0.2	0.4	0.024	
IR2- 78	256.77	0.33	52	7.6	16.2	8.26	1.7	0.4	0.3	0.9	0.1	< 0.1	< 0.05	3.8	0.017	1.8
IR2-Q	256.92	1.58	103	7.5	12.9	4.7	1	0.28	0.2	0.7	< 0.1	0.9	0.2	0.4	0.024	
IR2-P	257.05	0.67	150	5.7	11.5	5.3	1.2	0.3	0.2	0.5	< 0.1	0.5	< 0.1	0.2	0.012	
IR2-O	257.29	1.87	100	13.1	23.5	10.5	2.4	0.65	0.6	4.2	0.7	1.3	0.2	0.6	0.032	
IR2-N	257.78	0.66	58	6.4	10.1	5	0.9	0.35	0.2	1.3	0.2	0.7	0.1	0.2	0.025	
IR2-M	258.22	0.33	25	2.6	4.3	1.8	0.4	0.18	< 0.1	0.3	< 0.1	0.2	< 0.1	0.1	0.012	
IR2-77	258.44	0.68	59.3	5.7	13.6	9.1	1.8	0.6	0.3	1.5	0.2	< 0.1	< 0.05	3.3	0.054	1.1
IR2-K	258.50	1.86	184	9.9	23.4	16.4	4.9	1.19	0.8	2.2	0.3	1.7	0.3	0.6	0.031	
IR2-J	258.98	0.21	21	1.8	2.6	1.4	0.4	0.18	< 0.1	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.006	
IR2-75	259.19	0.2	41.6	5.3	12	7.86	1.9	0.6	0.4	1.4	0.2	< 0.1	< 0.05	0.2	0.03	0.6
IR2-74	259.60	0.43	22.4	4.7	14.7	10.2	2.2	0.6	0.4	0.8	0.1	< 0.1	< 0.05	0.2	0.007	< 0.5

IR2-G	260.17	1.75	118	15	30.6	13.3	2.8	0.44	0.4	1.3	0.2	2.1	0.3	0.4	0.077	
IR2-E	260.93	1.27	93	13.3	25.3	11.3	2	0.54	0.3	1.1	0.2	0.8	0.2	0.5	0.086	
IR2- 72	261.50	0.35	142	6.5	10.5	4.18	0.7	0.2	< 0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.05	0.4	0.027	1.1
IR2- 70	266.60	0.57	65	17.1	26.8	12.7	2.3	0.6	0.4	0.9	0.1	< 0.1	< 0.05	1.1	0.054	< 0.5
IR2- 61	271.90	0.32	66.1	7.8	12.7	5.92	0.9	0.3	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.9	0.067	0.6
IR2- 56	273.80	0.49	64	10.7	21.1	9.84	1.2	0.4	0.2	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.9	0.109	1.1
IR2-51	278.77	0.62	77.5	8.7	19.2	10.9	1.8	0.4	0.2	0.7	< 0.1	< 0.1	< 0.05	3.9	0.125	< 0.5
IR2- 47	282.25	0.67	109	19.8	37.9	20.3	4.3	1	0.5	1	0.1	0.1	< 0.05	1.5	0.112	< 0.5
IR2- 44	284.80	0.58	119	12.6	26.9	15.4	2.9	0.7	0.4	0.8	0.1	0.1	< 0.05	1.1	0.045	< 0.5
IR2-34	290.27	0.09	25.5	21.9	40.8	13.6	1.9	0.3	0.3	1.5	0.2	< 0.1	< 0.05	1.6	0.017	< 0.5
IR2- 31	291.54	0.38	61	9.1	26.2	14.2	2.2	0.4	0.2	0.8	0.1	< 0.1	< 0.05	4.7	0.115	< 0.5
IR2- 24	295.88	0.07	19.8	6.8	11.6	3.8	0.6	< 0.1	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.05	2.9	0.025	< 0.5
IR2-20	298.53	0.76	96.5	8.9	17.2	10.8	2.3	0.5	0.3	0.8	0.1	0.1	< 0.05	3.3	0.21	< 0.5
IR2- 17	304.00	0.08	534	2.9	3.89	2.18	0.2	0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	11.4	0.001	< 0.5
IR2- 14	306.15	0.08	40.3	2.2	2.98	1.91	0.5	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	147	0.002	2
IR2- 9	310.85	0.05	20.8	3.9	6.28	2.68	0.3	0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	24.3	0.001	0.8
IR2-7	311.55	0.04	21.4	2.1	3.22	1.95	0.3	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	5	< 0.001	< 0.5
IR2- 5	314.00	0.04	18.6	3.2	4.25	1.8	0.3	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.8	< 0.001	2.3

Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente											
Muestra	Prof	Tl	Pb	Bi	Th	U	Hg	CIA	UEF	VEF	MOEF
Unidades	m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb				
IR2-191	123.47	0.08	3	0.05	0.9	1.2		51.3158	6.486486486	3.692307692	4
IR2-190	123.67	0.08	2.3	0.06	0.9	1.1		52.2989	3.659043659	2.082840237	3.32307692
IR2-189	123.69	0.07	1.9	0.05	0.8	1.1		53.1792	9.513513514	4.923076923	7.68
IR2-188	125.29	0.19	6.7	0.11	1.8	2.7		61.6505	2.715273413	1.230769231	3.94418605
IR2-187	125.76	0.09	2.9	0.05	0.8	1.7		57.3171	4.324324324	0.941176471	3.57647059
IR2-186	126.57	0.09	2.8	0.06	0.7	1.4		49.359	8.648648649	4.395604396	11.8857143
IR2-185	127.24	0.15	5.6	0.07	1	2		53.0744	4.551920341	3.044534413	4.71578947
IR2-184	127.33	0.13	5.5	0.09	1.1	2.2		50.2128	4.324324324	2.293706294	5.01818182
IR2-183	127.69	0.13	5.5	0.08	1	2.2		50.6438	4.324324324	2.405594406	4.50909091
IR2-182	128.65	0.11	3.6	0.08	1.2	1.3		48.6631	3.123123123	1.641025641	3.82222222
IR2-181	129.68	0.06	1.7	0.05	0.7	0.7		48.3871	7.567567568	4.923076923	9.2
IR2-180	130.25	0.46	10.2	0.16	3.8	10.7		62.3881	7.22972973	1.538461538	4.6
IR2-179	130.85	0.11	3.3	0.07	0.9	1.3		47.0588	4.324324324	2.082840237	5.16923077
IR2-178	131.84	0.16	6.7	0.08	1.2	2.7		54.6326	4.026095061	2.376657825	4.19310345
IR2-177	132.25	0.17	13.8	0.08	1.4	1.8		55.2632	3.243243243	1.846153846	6.26666667
IR2-176	133.35	0.5	22.4	0.22	6.5	5.9		59.3438	3.270963271	0.99408284	5.39487179
IR2-175	134.02	0.15	4.4	0.08	1.6	3.2		59.5041	3.953667954	0.914285714	1.37142857
IR2-174	134.10	0.28	11	0.14	4.4	5.2		56.0372	4.784358827	0.811783961	5.03829787
IR2-173	135.17	0.5	12.1	0.13	2.2	17		56.891	367.5675676	53.53846154	121.6
IR2- 172	137.00	< 0.02	2.3	0.04	0.5	1.1	30	63.2184	25.03556188	5.829959514	32
IR2-171	140.59	< 0.02	6.8	0.12	1.3	1	60	64.4258	48.04804805	49.23076923	416

IR2-170	142.30	< 0.02	16.1	0.46	4.4	3.5	110	66.6667	216.2162162	218.021978	2084.57143
IR2- 169	146.38	< 0.02	2	0.04	0.4	0.5	30	51.7241	12.01201201	10.25641026	64.8888889
IR2-168	148.57	< 0.02	5.9	0.17	1.5	1.1	80	65.5738	67.95366795	63.2967033	528
IR2-167	151.84	< 0.02	1.6	0.03	0.2	0.7	50	53.0726	14.41441441	9.377289377	54.8571429
IR2-166	155.62	< 0.02	1.3	0.04	0.4	0.9	60	60.7143	35.38083538	39.16083916	117.818182
IR2-165	156.89	< 0.02	3.9	0.12	0.8	0.5	70	61.9048	19.65601966	31.32867133	282.181818
IR2- 164	158.27	< 0.02	3.3	0.07	0.8	0.7	30	57.7889	14.41441441	8.791208791	73.1428571
IR2-163	160.04	< 0.02	12.3	0.29	3	0.8	90	66.5939	34.59459459	80	228.8
IR2-162	161.10	< 0.02	8.7	0.13	1.6	0.4	110	66.8058	19.21921922	68.37606838	865.777778
IR2- 161	163.59	0.03	5.7	0.07	0.6	0.6	80	64.1593	11.79361179	9.51048951	70.5454545
IR2-160	165.15	< 0.02	10.9	0.19	2.5	1.2	80	73.4824	64.86486486	32.30769231	220
IR2-159	166.59	< 0.02	5.7	0.17	1	1	80	64.1026	61.77606178	151.2087912	496
IR2-158 A	168.10	0.1	11.6	0.13	6.2	1.1	100	65.5509	52.85285285	38.29059829	835.555556
IR2-157	169.21	0.06	15.6	0.27	8.4	4.3	120	68.434	232.4324324	269.2307692	3360
IR2- 156	171.85	< 0.02	6.5	0.09	0.8	9.6	70	62.7119	118.6100386	13.01098901	63.0857143
IR2-155	172.93	< 0.02	6.9	0.17	2.8	1.8	60	64.4654	86.48648649	82.05128205	741.333333
IR2-154 A	173.58	< 0.02	2.4	0.04	0.6	1.5	60	66.1157	40.54054054	11.53846154	315
IR2-153	174.18	< 0.02	21.2	0.68	3.4	1.5	130	68.0651	108.1081081	494.3589744	2181.33333
IR2- 152	175.77	< 0.02	2.5	0.08	0.4	0.9	30	64.1026	17.69041769	13.42657343	51.6363636
IR2-150	177.42	< 0.02	1	0.05	0.3	0.4	70	67.5	14.41441441	18.46153846	38.6666667
IR2-149	179.47	< 0.02	5.9	0.15	1.8	0.9	80	65.0407	48.64864865	36.92307692	362
IR2- 148	180.05	< 0.02	1.5	0.04	0.2	0.3	50	53.7634	6.486486486	8.615384615	23.2
IR2-147	181.52	< 0.02	8.2	0.27	1.4	0.9	100	69.8324	48.64864865	178.4615385	464
IR2-146	182.33	< 0.02	1.4	0.08	0.4	0.7	50	60.9756	13.16098707	13.37792642	32
IR2-145	183.65	< 0.02	1.6	0.07	0.4	0.3	50	60	8.648648649	22.97435897	98.1333333
IR2-144	185.10	< 0.02	2.9	0.09	0.5	0.5	60	66.7575	9.828009828	19.02097902	25.4545455
IR2-143	186.35	< 0.02	3.2	0.15	0.6	0.4	70	63.7931	7.207207207	16.92307692	50.6666667
IR2-142	187.65	< 0.02	3.9	0.13	0.9	0.5	60	64.5833	12.71860095	15.92760181	115.764706
IR2- 141	188.45	0.04	14.7	0.46	3.4	5.1	140	68.7318	58.03698435	121.4574899	231.578947
IR2-141 B	188.75	< 0.02	9.7	0.41	2.1	5	110	69.5067	432.4324324	900.9230769	934.4
IR2-140 A	189.08	< 0.02	1.1	0.04	0.2	0.3	70	63.3803	6.177606178	9.377289377	25.9047619
IR2-139	191.25	< 0.02	0.9	0.03	0.2	0.3	70	61.8557	7.631160572	11.58371041	10.3529412
IR2-138	191.63	< 0.02	6.7	0.24	1.2	0.7	90	63.0252	10.81081081	32.96703297	137.714286
IR2-137	192.83	< 0.02	2.1	0.03	0.4	0.3	100	61.2245	6.486486486	8.615384615	115.2
IR2-136	194.45	< 0.02	3.4	0.04	0.2	0.3	40	58.2524	8.108108108	13.84615385	24
IR2- 135	195.73	< 0.02	1.4	0.04	0.3	0.4	50	56.7376	7.207207207	8.205128205	19.3333333
IR2-134	196.85	< 0.02	6.6	0.24	1.1	0.7	80	63.0841	11.64241164	31.71597633	109.538462
IR2-133	197.90	< 0.02	14.6	0.25	2	1.3	80	65.6566	51.10565111	45.87412587	542.545455
IR2- 132	199.20	< 0.02	3.4	0.07	0.8	1.1	60	56.962	18.2952183	17.04142012	92.9230769
IR2-131	199.40	0.03	46.6	0.71	14.3	3.7	150	66.9734	228.5714286	515.1648352	5120
IR2-130	200.55	0.05	19	0.33	3.1	1.2	110	67.1429	64.86486486	161.5384615	1504
IR2- 129	202.00	< 0.02	1	0.02	0.2	0.3	200	47.9452	5.405405405	7.692307692	113.333333
IR2-128	202.46	0.07	6.8	0.26	1.8	11.7	110	65.2174	632.4324324	643.0769231	8440
IR2- 127	203.45	0.15	0.4	< 0.02	< 0.1	3	20	40.8163	54.05405405	48.20512821	746.666667

IR2-126	204.80	< 0.02	3.6	0.13	1.3	1.7	90	66.1376	105.019305	101.978022	244.571429
IR2-125	206.06	< 0.02	2.3	0.06	0.6	0.7	70	59.8592	10.81081081	18.46153846	64
IR2- 123A	206.49	< 0.02	1.6	0.04	0.3	0.7	20	56.8182	13.16098707	11.23745819	47.3043478
IR2- 122	209.35	0.02	2.9	0.07	0.8	1	100	60.6061	16.63201663	8.520710059	41.8461538
IR2-120	210.45	< 0.02	3.4	0.1	1	2.9	20	62	33.89335281	24.94802495	112.432432
IR2- 119A	211.23	0.26	6.5	0.11	1.8	2.7	60	66	41.6988417	64.61538462	1005.71429
IR2-119	212	< 0.02	2.8	0.09	0.7	1.9	40	58	26.50392328	26.60049628	90.3225806
IR2- 118	214.20	0.06	0.9	0.02	0.2	2.5	40	62	54.05405405	83.69230769	356
IR2- 115A	215.20	0.05	2	0.04	0.3	1.7	40	50	29.40540541	11.32307692	577.92
IR2- 114	217.55	0.11	9.5	0.33	2.3	4.1	80	68	37.72282921	113.9116203	663.829787
IR2-113	217.94	0.1	6.7	0.12	1.5	2.9	70	61	24.11642412	30.53254438	753.846154
IR2-112	219.70	< 0.02	8	0.21	1.9	2.9	80	65	50.16216216	39.38461538	243.2
IR2- 110	220.85	0.05	0.7	< 0.02	0.1	1.4	140	38	21.62162162	8.791208791	316.571429
IR2-108	222.80	< 0.02	5.5	0.14	1.2	1.7	70	62	36.75675676	27.07692308	98.4
IR2- 107	224.20	< 0.02	6.1	0.19	1.1	0.7	70	65	15.13513514	28.30769231	62.4
IR2-105	226.13	< 0.02	9.8	0.21	2.8	2.5	70	66	41.58004158	50.65088757	234.461538
IR2-104	227.66	0.07	6.2	0.16	1.4	2.6	90	63	35.13513514	49.61538462	800
IR2-102	229.40	< 0.02	9.8	0.35	1.8	4.6	90	66	51.004851	34.39842209	78.7692308
IR2- 103	229.73	0.05	10.1	0.22	2	2.2	150	64	29.72972973	21.53846154	99
IR2-101A	231.52	0.03	3.4	0.14	1.1	2.4	30	65	30.52464229	68.77828054	286.117647
IR2- 100	232.08	0.26	4.7	0.13	1	2.4	60	62	23.58722359	15.1048951	545.454545
IR2- 98	234.33	0.06	5	0.16	1.3	3.9	40	62	58.15470643	22.91777188	353.655172
IR2-97	235.90	< 0.02	11.8	0.32	2.8	2.6	80	67	38.76980429	34.37665782	147.310345
IR2-93	240.91	< 0.02	5.8	0.15	1.6	1.2	60	65	22.56169213	25.68561873	107.130435
IR2- 90	244.55	0.03	10.1	0.25	2.6	1.9	70	67	32.86486486	51.2	275.84
IR2-89	245.45	0.02	21.4	0.27	4.2	1.8	80	69	111.1969112	156.4835165	3085.71429
IR2-87	247.83	< 0.02	3.4	0.09	1.1	1.6	60	70	115.3153153	80	325.333333
IR2-85	249.52	< 0.02	10.7	0.2	2.9	1.6	100	68	172.972973	169.2307692	552
IR2-84	250.59	< 0.02	5.1	0.14	2	0.9	80	70	43.24324324	84.78632479	412.444444
IR2-AF	251.77	0.27	5.6	0.12	2.2	3		64	3.931203931	2.946386946	9.11515152
IR2-82	251.98	< 0.02	2.5	0.13	0.7	1.3	80	66	56.21621622	83.69230769	387.2
IR2-AD	252.38	0.51	5.7	0.16	3.3	4.7		65	4.064864865	4.529230769	9.28
IR2- 83	252.56	0.17	9.4	0.25	2.1	5.8	60	68	67.78670562	60.87318087	709.189189
IR2-AB	253.60	0.59	2.1	0.1	1.3	2.3		61	4.144144144	8.102564103	12.9333333
IR2-Z	254.21	1.14	5.7	0.19	2.2	7.2		60	8.895752896	5.169230769	20.5257143
IR2-80	254.65	< 0.02	7.9	0.25	2	1.9	130	67	136.9369369	147.6923077	2800
IR2-X	254.84	1.37	7.6	0.25	3.7	4.1		63	2.859633827	6.35235732	11.6645161
IR2-W	255.30	0.12	2	0.02	0.9	0.5		64	1.663201663	2.650887574	17.1076923
IR2-V	255.43	0.38	2.8	0.09	1.6	1.5		60	2.092414996	2.779156328	5.88387097
IR2-U	255.61	1.09	8.6	0.21	3.3	2		60	1.6318205	3.901306241	16.5132075
IR2-T	255.99	0.99	6.2	0.2	3.9	2.2		64	1.79500255	3.808417997	7.45660377
IR2-S	256.24	1.26	5	0.13	2.2	2.1		61	3.492723493	5.065088757	14.0307692
IR2-R	256.72	1.4	9.3	0.18	2.1	3.2		61	3.008225617	2.327759197	6.50434783
IR2- 78	256.77	0.07	7	0.15	1	1	90	62	21.62162162	18.46153846	108.8

IR2-Q	256.92	1.37	4.3	0.16	1.7	2.9		62	3.483483483	3.521367521	6.26666667
IR2-P	257.05	0.44	1.9	0.07	0.9	1.8		58	4.324324324	3.692307692	9.6
IR2-O	257.29	1.39	2.5	0.1	1.8	1.3		64	1.307353865	7.041144902	4.7255814
IR2-N	257.78	0.69	2.1	0.07	1.1	2		67	3.326403326	5.585798817	7.32307692
IR2-M	258.22	0.27	0.8	0.03	0.4	0.6		60	3.243243243	5.846153846	13.6
IR2-77	258.44	0.18	4	0.16	1.6	1.4	90	66	20.87604846	39.8938992	197.517241
IR2-K	258.50	1.65	3.4	0.09	2.1	2.4		57	1.820768137	6.348178138	8.98245614
IR2-J	258.98	0.1	0.6	< 0.02	0.5	0.4		56	1.921921922	4.239316239	6.22222222
IR2-75	259.19	< 0.02	2.4	0.09	0.9	1.3	100	64	93.69369369	127.1794872	672
IR2-74	259.60	0.02	7	0.13	1.7	0.9	130	70	35.38083538	113.006993	184.727273
IR2-G	260.17	1.73	10.9	0.21	8	6.8		64	5.346437346	6.735664336	19.9854545
IR2-E	260.93	0.89	4.6	0.17	2.4	4.5		58	5.896805897	4.102564103	17.4060606
IR2- 72	261.50	< 0.02	4.5	0.12	1.4	0.8	70	66	20.34976153	44.16289593	511.058824
IR2- 70	266.60	< 0.02	5.1	0.17	1.5	4	40	67	49.42084942	39.03296703	530.285714
IR2- 61	271.90	0.04	7.4	0.17	1.7	3.4	40	68	63.92479436	98.99665552	1120
IR2- 56	273.80	0.08	10.6	0.23	3	3.8	80	73	63.2016632	137.7514793	2227.69231
IR2-51	278.77	0.06	7	0.25	2.8	5.2	70	73	59.17496444	133.7651822	1814.73684
IR2- 47	282.25	0.09	9.8	0.28	3.4	8.7	110	77	101.6800584	101.7879418	1483.24324
IR2- 44	284.80	0.03	9.3	0.26	2.8	4.5	130	70	54.05405405	17.09401709	179.555556
IR2-34	290.27	0.04	6.1	0.05	9.5	3.2	50	69	30.08225617	16.85618729	396.521739
IR2- 31	291.54	0.2	11.6	0.25	3	2.7	80	73	46.7027027	162.9538462	3846.4
IR2- 24	295.88	0.07	1.4	0.03	1.4	1.1	30	59	17.61761762	28.26210826	847.407407
IR2-20	298.53	0.05	5.9	0.23	1.5	7.1	60	66	69.77886978	277.7622378	4690.90909
IR2- 17	304.00	< 0.02	1	0.03	0.1	0.2	60	64	5.405405405	3.076923077	28
IR2- 14	306.15	< 0.02	1	0.04	0.2	0.5	700	56	14.41441441	3.282051282	9.6
IR2- 9	310.85	< 0.02	1.4	0.03	0.2	0.2	120	67	5.765765766	2.461538462	14.9333333
IR2-7	311.55	< 0.02	0.7	< 0.02	0.1	0.4	60	58	6.918918919	1.969230769	8.32
IR2- 5	314.00	< 0.02	0.7	0.02	0.2	0.2	20	54	3.088803089	0.879120879	6.85714286

Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente						
Muestra	Prof	M _{NEF}	N _{IEF}	C _{UEF}	C _{DEF}	U/Th
Unidades	m					
IR2-191	123.47	3.48235294	5.82608696	3.15555556	15.3846154	1.3333
IR2-190	123.67	2.08506787	3.01449275	2.13333333	9.46745562	1.2222
IR2-189	123.69	6.70117647	10.1565217	3.41333333	24.6153846	1.3750
IR2-188	125.29	0.65225718	1.36973374	0.85994832	2.86225403	1.5000
IR2-187	125.76	2.77923875	7.40664962	1.40130719	0.7239819	2.1250
IR2-186	126.57	4.38319328	19.3457557	4.62222222	158.241758	2.0000
IR2-185	127.24	1.54551084	4.94279176	1.94619883	12.9554656	2.0000
IR2-184	127.33	1.31764706	3.49934124	1.76161616	11.1888112	2.0000
IR2-183	127.69	1.42032086	8.95915679	1.79393939	11.1888112	2.2000
IR2-182	128.65	2.55163399	3.23349436	1.56049383	6.83760684	1.0833
IR2-181	129.68	12.3294118	77.6811594	5.06666667	30.7692308	1.0000

IR2-180	130.25	0.40588235	1.51811594	1.06111111	5.76923077	2.8158
IR2-179	130.85	2.360181	9.93534002	3.2	9.46745562	1.4444
IR2-178	131.84	0.84381339	2.28685657	1.81455939	25.464191	2.2500
IR2-177	132.25	2.14901961	4.35748792	1.4962963	10.2564103	1.2857
IR2-176	133.35	0.39095023	1.72723894	1.07578348	7.88954635	0.9077
IR2-175	134.02	0.71529412	11.5279503	0.9752381	3.51648352	2.0000
IR2-174	134.10	0.50062578	15.4918286	1.35413712	7.85597381	1.1818
IR2-173	135.17	14.9647059	39.5362319	35.5555556	246.153846	7.7273
IR2-172	137.00	14.2662539	5.12585812	14.2222222	77.7327935	2.2000
IR2-171	140.59	22.5882353	70.3381643	80.5925926	478.632479	0.7692
IR2-170	142.30	31.4621849	337.888199	269.714286	1846.15385	0.7955
IR2-169	146.38	7.11111111	7.85829308	14.4197531	41.025641	1.2500
IR2-168	148.57	24.2016807	128.530021	135.619048	457.142857	0.7333
IR2-167	151.84	12.1904762	21.2008282	17.7777778	35.1648352	3.5000
IR2-166	155.62	10.7807487	17.7075099	18.1010101	190.20979	2.2500
IR2-165	156.89	13.8609626	45.3227931	57.8585859	693.706294	0.6250
IR2-164	158.27	6.81232493	11.5942029	20.6560847	123.076923	0.8750
IR2-163	160.04	19.2	123.130435	131.911111	553.846154	0.2667
IR2-162	161.10	25.5163399	144.283414	242.17284	164.102564	0.2500
IR2-161	163.59	7.44385027	17.1805007	31.8383838	39.1608392	1.0000
IR2-160	165.15	29.4117647	76.2318841	84.8888889	384.615385	0.4800
IR2-159	166.59	26.6218487	111.966874	102.095238	580.21978	1.0000
IR2-158 A	168.10	34.3006536	54.6215781	81.382716	369.230769	0.1774
IR2-157	169.21	23.2941176	199.710145	141.333333	800	0.5119
IR2-156	171.85	6.4	10.136646	13.7142857	70.3296703	12.0000
IR2-155	172.93	32.2091503	73.4299517	103.111111	150.42735	0.6429
IR2-154 A	173.58	16.2352941	8.69565217	13.7777778	30.7692308	2.5000
IR2-153	174.18	52.0784314	514.009662	448	1005.12821	0.4412
IR2-152	175.77	10.2673797	9.48616601	15.1919192	61.5384615	2.2500
IR2-150	177.42	21.9607843	11.9806763	21.9259259	92.3076923	1.3333
IR2-149	179.47	36	65.2173913	70.2222222	353.846154	0.5000
IR2-148	180.05	14.4941176	4.86956522	13.1555556	30.7692308	1.5000
IR2-147	181.52	32.4705882	149.565217	206.666667	784.615385	0.6429
IR2-146	182.33	11.8670077	8.56962823	11.5942029	85.6187291	1.7500
IR2-145	183.65	15.1843137	21.9516908	28.9185185	98.4615385	0.7500
IR2-144	185.10	11.0374332	10.85639	16	55.9440559	1.0000
IR2-143	186.35	9.88235294	17.7777778	24.1481481	71.7948718	0.6667
IR2-142	187.65	15.6124567	19.0963342	29.9084967	217.19457	0.5556
IR2-141	188.45	6.88544892	51.624714	64.5614035	421.052632	1.5000
IR2-141 B	188.75	45.5529412	355.710145	326.4	3200	2.3810
IR2-140 A	189.08	10.7563025	5.30020704	8.2962963	52.7472527	1.5000
IR2-139	191.25	12.6228374	2.86445013	11.0849673	28.959276	1.5000
IR2-138	191.63	10.0840336	36.6873706	49.6507937	167.032967	0.5833
IR2-137	192.83	11.8588235	6.14492754	20.6222222	49.2307692	0.7500

IR2-136	194.45	13.7647059	4.7826087	12.2222222	69.2307692	1.5000
IR2- 135	195.73	10.2745098	29.8550725	7.85185185	10.2564103	1.3333
IR2-134	196.85	10.0633484	42.0958751	53.3333333	227.218935	0.6364
IR2-133	197.90	32.5133369	53.9657444	78.2222222	380.41958	0.6500
IR2- 132	199.20	5.93665158	10.7023411	17.6410256	85.2071006	1.3750
IR2-131	199.40	52.9747899	331.26294	356.571429	5151.64835	0.2587
IR2-130	200.55	39.2941176	128.405797	162.222222	5107.69231	0.3871
IR2- 129	202.00	10.2745098	4.63768116	10.962963	56.4102564	1.5000
IR2-128	202.46	17.6470588	304.347826	188.444444	10415.3846	6.5000
IR2- 127	203.45	4.8627451	14.589372	4.14814815	164.102564	
IR2-126	204.80	24.7394958	52.6708075	65.5238095	1740.65934	1.3077
IR2-125	206.06	7.86554622	10.4347826	13.3333333	109.89011	1.1667
IR2- 123A	206.49	7.52941176	5.64587272	15.3043478	90.9698997	2.3333
IR2- 122	209.35	7.52941176	7.22408027	15.7264957	71.0059172	1.2500
IR2-120	210.45	5.18918919	13.2863298	12.972973	119.75052	2.9000
IR2- 119A	211.23	6.18487395	31.6356108	51.4285714	202.197802	1.5000
IR2-119	212	5.10056926	19.2987377	21.4480287	83.3746898	2.7143
IR2- 118	214.20	14.5882353	17.3913043	8.53333333	369.230769	12.5000
IR2- 115A	215.20	31.2470588	66.226087	11.9466667	103.384615	5.6667
IR2- 114	217.55	3.72465582	34.2892384	49.0212766	2487.72504	1.7826
IR2-113	217.94	4.59728507	25.819398	18.5982906	182.248521	1.9333
IR2-112	219.70	6.62588235	50.0869565	40.8177778	324.923077	1.5263
IR2- 110	220.85	8.7394958	30.0621118	17.5238095	13.1868132	14.0000
IR2-108	222.80	10.1647059	33.7391304	44.0888889	344.615385	1.4167
IR2- 107	224.20	11.3882353	31.4202899	123.733333	153.846154	0.6364
IR2-105	226.13	11.7285068	38.1716834	47.1794872	255.621302	0.8929
IR2-104	227.66	6.58823529	40.4347826	32.8888889	288.461538	1.8571
IR2-102	229.40	4.63348416	38.8851728	40.1139601	334.516765	2.5556
IR2- 103	229.73	8.88235294	28.2608696	39.6666667	88.4615385	1.1000
IR2-101A	231.52	5.37024221	45.3537937	35.2418301	224.434389	2.1818
IR2- 100	232.08	5.68983957	16.4426877	57.2929293	89.5104895	2.4000
IR2- 98	234.33	6.42596349	29.8250875	120.153257	212.201592	3.0000
IR2-97	235.90	9.67139959	39.98001	58.2375479	466.843501	0.9286
IR2-93	240.91	8.51150895	29.3383743	40.9661836	133.779264	0.7500
IR2- 90	244.55	8.28235294	50.7362319	105.244444	211.692308	0.7308
IR2-89	245.45	77.4453782	180.538302	220.444444	386.813187	0.4286
IR2-87	247.83	46.4313725	70.7246377	86.5185185	779.487179	1.4545
IR2-85	249.52	56.9411765	200	338.666667	646.153846	0.5517
IR2-84	250.59	19.869281	106.151369	120.493827	341.880342	0.4500
IR2-AF	251.77	0.82709447	3.33772508	2.83367003	7.45920746	1.3636
IR2-82	251.98	28.4235294	33.6231884	54.0444444	160	1.8571
IR2-AD	252.38	0.50447059	3.0284058	2.52444444	9.84615385	1.4242
IR2- 83	252.56	4.98569157	39.4829612	40.8408408	498.960499	2.7619
IR2-AB	253.60	1.30980392	1.84541063	1.83703704	107.692308	1.7692

IR2-Z	254.21	0.77983193	2.76935818	2.84444444	10.5494505	3.2727
IR2-80	254.65	45.8039216	178.937198	279.703704	1189.74359	0.9500
IR2-X	254.84	0.46755218	1.89247312	2.48888889	17.866005	1.1081
IR2-W	255.30	11.4678733	0.94537347	1.31282051	9.46745562	0.5556
IR2-V	255.43	1.60910816	1.22674147	1.6516129	3.97022333	0.9375
IR2-U	255.61	0.90210877	2.67322942	3.58238994	20.8998549	0.6061
IR2-T	255.99	0.64994451	1.5488105	2.09308176	11.6110305	0.5641
IR2-S	256.24	1.39004525	2.65774805	3.73333333	14.2011834	0.9545
IR2-R	256.72	0.9084399	1.83994959	2.55845411	8.02675585	1.5238
IR2- 78	256.77	16.3764706	42.4347826	49.4222222	184.615385	1.0000
IR2-Q	256.92	1.20261438	2.11916264	3.04197531	13.6752137	1.7059
IR2-P	257.05	7.56078431	2.08695652	3.39753086	6.83760684	2.0000
IR2-O	257.29	1.35266758	3.06302663	7.25994832	8.58676208	0.7222
IR2-N	257.78	5.60361991	2.96989967	5.29230769	9.46745562	1.8182
IR2-M	258.22	8.63529412	7.76811594	4.57777778	15.3846154	1.5000
IR2-77	258.44	17.8498986	55.5722139	93.302682	72.1485411	0.8750
IR2-K	258.50	1.15913313	5.12585812	5.00896686	17.2739541	1.1429
IR2-J	258.98	6.42091503	3.91626409	2.88395062	13.6752137	0.8000
IR2-75	259.19	117.019608	274.009662	344.296296	902.564103	1.4444
IR2-74	259.60	91.0374332	225.559947	257.292929	335.664336	0.5294
IR2-G	260.17	0.72898396	2.39894598	2.08808081	20.1398601	0.8500
IR2-E	260.93	0.97540107	2.7826087	3.09225589	22.3776224	1.8750
IR2- 72	261.50	16.4982699	38.1926684	66.7189542	166.515837	0.5714
IR2- 70	266.60	6.07731092	30.4761905	44.9015873	203.956044	2.6667
IR2- 61	271.90	10.3120205	40.7309389	63.5362319	1626.75585	2.0000
IR2- 56	273.80	11.2941176	57.1683389	95.7264957	1391.71598	1.2667
IR2-51	278.77	5.44891641	50.2822273	57.6374269	1975.7085	1.8571
IR2- 47	282.25	7.88553259	44.4966706	63.5195195	562.162162	2.5588
IR2- 44	284.80	5.54248366	31.4331723	44.1481481	64.957265	1.6071
IR2-34	290.27	13.4629156	6.80529301	12.2125604	133.779264	0.3368
IR2- 31	291.54	5.27058824	44.9855072	53.0488889	1319.38462	0.9000
IR2- 24	295.88	10.8061002	8.24476651	4.6090535	159.54416	0.7857
IR2-20	298.53	3.29411765	62.7140975	38.1414141	2674.12587	4.7333
IR2- 17	304.00	20.4705882	18.9855072	4.88888889	38.4615385	2.0000
IR2- 14	306.15	17.8196078	14.531401	5.68888889	24.6153846	2.5000
IR2- 9	310.85	18.8235294	18.8599034	4.97777778	24.6153846	1.0000
IR2-7	311.55	11.3694118	26.4347826	16.4977778	4.92307692	4.0000
IR2- 5	314.00	9.61344538	4.55486542	2.53968254	4.3956044	1.0000