



# **UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**Análisis de microfacies y caracterización de la materia orgánica en rocas del Jurásico Superior en la localidad de Ignacio López Rayón, Veracruz**

## **T E S I S**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:**

**JENNY PAOLA HERNANDEZ NARVAEZ**

**TUTOR:**

Dr. José Manuel Grajales Nishimura  
(Instituto de Geología, UNAM)

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:**

Dr. Gilberto Silva Romo (Facultad de Ingeniería, UNAM)  
Dra. Elena Centeno García (Instituto de Geología, UNAM)  
Dr. Fernando Núñez Useche (Instituto de Geología, UNAM)  
Dr. Joel Rosales Rodríguez (Instituto Mexicano del Petróleo, IMP)

Ciudad Universitaria, Cd. Mx.

Marzo 2020



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”.



---

JENNY PAOLA HERNANDEZ NARVAEZ

A mi madre y a mi padre  
por su confianza, paciencia,  
y sobre todo, por su apoyo y amor incondicional.

## **Agradecimientos**

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al posgrado en Ciencias de la Tierra, y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada. También me beneficié de la ayuda económica (viáticos) del proyecto IV-100516 del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) cuya responsable fue la Dra. Eleno Centeno.

Estoy agradecida con el personal del Instituto de Geología (IGL) y del Seminario Universitario sobre Investigación en Hidrocarburos (SUIH) por los servicios administrativos brindados. Así mismo, con el laboratorio universitario de Análisis de Cuencas Sedimentarias (LACUS), del IGL, donde se me permitió el uso del microscopio petrográfico. De modo particular a la Lic. Patricia Morales, a la M. en C. Ángeles Verde y a María Luisa Reyes, gracias por su amabilidad.

A mi tutor el Dr. José Manuel Grajales por su apoyo académico y personal. Gracias por su paciencia y por compartir su conocimiento conmigo.

Gracias a los miembros del jurado examinador, los Doctores Fernando Núñez, Gilberto Silva, Elena Centeno y Joel Rosales por sus comentarios y sugerencias que mejoraron la calidad de este trabajo de investigación.

Agradezco a los profesores del posgrado por compartir sus conocimientos dentro y fuera del aula de clases y en el campo.

A las Doctoras Ana Bertha Villaseñor y Carmen Rosales por la determinación de edades de la sucesión estudiada, y a la Mtra. Geysler Fernández por su asesoría en los registros de rayos gamma.

A mi familia por estar siempre conmigo y alentarme a alcanzar mis sueños.

A mis padrinos César y María Helena por su amor y apoyo.

Doy sinceras gracias a todos mis amigos, en particular a los UIS, por siempre brindarme palabras de ánimo, por sus consejos y por seguir siendo la familia que hemos formado a lo largo de las vivencias académicas y personales.

A mis compañeros y amigos del posgrado por sus consejos, ayuda y compañía.

A la gente de los ejidos Ignacio López Rayón y Cerro Pelón del municipio Las Choapas, Veracruz, por su atenta colaboración a Don Beto y Doña Elvia Olmedo, y en general, a cada una de las personas maravillosas que conocí en México; con especial mención a ti, Ale.

## Contenido

Índice de figuras .....	iii
Índice de Tablas .....	v
Resumen .....	vi
Abstract .....	vii
Capítulo 1. Introducción .....	1
1.1 Hipótesis.....	3
1.2 Objetivo.....	3
1.3 Alcances del trabajo.....	3
1.4 Localización geográfica del área de estudio .....	3
1.5 Metodología.....	4
1.5.1 Revisión Bibliográfica .....	4
1.5.2 Trabajo de Campo .....	5
1.5.3 Rayos gamma y Registros de rayos gamma .....	5
1.5.4 Análisis de microfacies .....	7
1.5.5 Geoquímica orgánica.....	7
1.6 Marco geológico regional .....	13
1.6.1 Estratigrafía del Golfo de México.....	13
Capítulo 2. Estratigrafía .....	21
2.1 Litofacies y Microfacies.....	21
2.1.1 Ambiente de depósito.....	37
2.2 Edad .....	41
2.3 Registros de rayos gamma .....	41
Capítulo 3. Geoquímica orgánica .....	45
3.1 Datos de carbono orgánico total (COT) y Pirólisis Rock-Eval.....	45
Capítulo 4. Discusión .....	52
Conclusiones.....	58

Referencias .....	60
Apéndice 1. Datos espectrales y totales de rayos gamma adquiridos en la sección de Ignacio López Rayón. ....	68

## Índice de figuras

<b>Figura 1.</b> Mapa de localización del área de estudio dentro de la Cuenca Salina del Istmo.....	2
<b>Figura 2.</b> Mapa de acceso al área de estudio.....	4
<b>Figura 3.</b> Tabla de correlación cronoestratigráfica del Mesozoico de la parte norte del Golfo de México y las cuencas de Veracruz, Salina del Istmo y Sierra de Chiapas.....	14
<b>Figura 4.</b> (A) Mapa geológico en el área de estudio de Ignacio López Rayón. (B) Sección geológica con la ubicación de las muestras colectadas en campo .....	22
<b>Figura 5A.</b> Columna estratigráfica con los resultados obtenidos en este trabajo.....	23
<b>Figura 5B.</b> Simbología de la figura 5A.....	24
<b>Figura 6.</b> Afloramientos mostrando las características sedimentológicas de las capas que conforman la litofacies 1. ....	25
<b>Figura 7.</b> Fotomicrografías de mudstone limo-arcilloso (microfacies 1) de la litofacies 1...	27
<b>Figura 8.</b> Imágenes de afloramientos mostrando las características sedimentológicas de las capas de la litofacies 2.....	28
<b>Figura 9.</b> Mudstone arcilloso (Microfacies 2) de la litofacies 2.....	29
<b>Figura 10.</b> Fotografías de afloramientos mostrando las características sedimentológicas de las capas de la litofacies 3.....	30
<b>Figura 11.</b> Imágenes del mudstone de radiolarios (microfacies 3) de la litofacies 3.....	31
<b>Figura 12.</b> Afloramientos mostrando las características sedimentológicas de los estratos de la litofacies 4.....	32
<b>Figura 13.</b> Fotomicrografías de las cuatro microfacies de la litofacies 4 .....	34
<b>Figura 14.</b> Fotografías de afloramientos mostrando características litológicas de la litofacies 5.....	35
<b>Figura 15.</b> Mudstone-wackestone de calciponélidos de la litofacies 5.....	36
<b>Figura 16.</b> Modelo sedimentario para ilustrar la posición hipotética de la sucesión sedimentaria carbonatada-arcillosa de la sección Ignacio López Rayón .....	38
<b>Figura 17.</b> Mapa paleogeográfico del SE de México para el pre-Oxfordiano.....	39
<b>Figura 18.</b> Mapa paleogeográfico del SE de México para el Jurásico Superior.....	40
<b>Figura 19.</b> Registros de rayos gamma total (SGR) y espectral (K (%), Th (ppm) y U (ppm)) obtenidos en la sección Ignacio López Rayón.. .....	42

<b>Figura 20.</b> Registros de geoquímica orgánica a partir de los resultados del contenido de COT y pirólisis Rock-Eval.....	48
<b>Figura 21.</b> Gráfica S2 versus COT .....	50
<b>Figura 22.</b> Diagrama de pseudo Van krevelen .....	50
<b>Figura 23.</b> Gráfica del índice de Hidrógeno versus Temperatura de pirólisis .....	51
<b>Figura 24.</b> Relación entre la temperatura de generación de hidrocarburos, Tmax y Ro Calculado.....	51

## Índice de Tablas

<b>Tabla 1.</b> Resumen que describe las características más importantes repostadas de los tipos de kerógenos. ....	9
<b>Tabla 2.</b> Interpretación del potencial generador de las rocas a partir de datos de COT (% peso) a escala semicuantitativa.....	10
<b>Tabla 3.</b> Parámetros de interpretación de Tmax.. ....	11
<b>Tabla 4.</b> Valores de COT y litofacies para muestras colectadas en la sección ILR. ....	47
<b>Tabla 5.</b> Datos para muestras sección ILR obtenidos a partir del método de pirólisis Rock-Eval.....	49

## Resumen

Estudios estratigráficos, de microfacies y geoquímicos indican que las calizas arcillosas del Jurásico Superior de la región de Ignacio López Rayón, Veracruz en la Cuenca Salina del Istmo del sureste de México, son rocas generadoras de hidrocarburos. La columna estratigráfica estudiada está compuesta por cinco litofacies con espesores de 77, 284, 150, 72 y 44 metros que, de la más antigua a la más joven, son: (1) Mudstone limo-arcilloso; (2) Mudstone arcilloso; (3) Mudstone de radiolarios; (4) Wackestone de radiolarios y saccocómidos y (5) Wackestone de calpionélidos, respectivamente, que indican un ambiente marino pelágico. El conteo visual de la materia orgánica (MO), en lámina delgada estándar, muestra que las litofacies 1 y 4 son las más ricas en MO, con valores hasta de 15 % para ambas litofacies, lo que coincide con valores altos de uranio hasta 5.7 ppm para la primera litofacies (1) y 11.6 ppm en la segunda (4), obtenidos de los registros de rayos gamma. Los datos de carbono orgánico total (COT, Leco, % peso) indican que las litofacies de mudstone limo-arcilloso del Oxfordiano medio (1) y la litofacies de wackestone de radiolarios y saccocómidos del Tithoniano (4) presentan el mayor enriquecimiento de materia orgánica con valores de hasta 5.85 % y 3.14 %, respectivamente. Estos valores son también coincidentes con los altos valores de MO y de uranio antes citados. Con la figura de S<sub>2</sub> vs COT se considera que el mejor potencial generador lo presentan las rocas del Oxfordiano medio y del Tithoniano con valores de S<sub>2</sub> que varían de 4.18 a 24.75 mg HC/g roca y COT de 0.67 a 5.85 %. Asimismo, la gráfica de IO vs IH (diagrama de pseudo van Krevelen), sugiere que las rocas estudiadas presentan kerógeno tipo I, II, II-III y III, predominando el kerógeno tipo II, II-III y III. Por otro lado, las temperaturas máximas de pirólisis (T<sub>max</sub>) con valores de 415 a 432 °C indican que estas rocas están térmicamente inmaduras.

En resumen, los datos que se muestran indican que las calizas arcillosas del Oxfordiano medio y del Tithoniano que afloran en la región de López Rayón, presentan características geoquímicas de rocas generadora, principalmente con material algáceo marino (II) y mezcla de fragmentos maderáceos y algáceos marinos (III) y confirman interpretaciones previas para las zonas de Campeche y Villahermosa en la misma Cuenca Salina del Istmo.

## Abstract

Stratigraphic, microfacies and geochemical studies indicate that the clayey limestones of the Upper Jurassic in the region of Ignacio López Rayón, Veracruz in the Salina del Istmo Basin from the southeastern Mexico, are hydrocarbon source rocks. The studied stratigraphic column is composed of five lithofacies with thicknesses of 77, 284, 150, 72 and 44 meters that are, from the oldest to the youngest: (1) silty-clayey mudstone; (2) clayey mudstone; (3) radiolarians mudstone; (4) radiolarians-saccocomids wackestone and (5) calpionellids Wackestone, respectively, indicating a pelagic marine environment. The visual organic matter (OM) count, in standard thin section, shows that lithofacies 1 and 4 are the richest in OM, with values up to 15 % for both lithofacies, which coincides with high values of uranium up to 5.7 ppm for the first lithofacies (1) and 11.6 ppm for the second (4), obtained from gamma ray logs. Total organic carbon data (TOC, Leco, % wt) indicate that the clayey mudstone lithofacies of the middle Oxfordian (1) and the radiolarians-saccocomids wackestone lithofacies and of the Tithonian (4), shows the highest organic matter enrichment with values up to 5.85 % and 3.14 %, respectively. These values also coincide with the high values of OM and uranium mentioned above. The middle Oxfordian and the Tithonian sedimentary succession gave the best oil-generation potential numbers with values from 4.18 to 24.75 mg HC/g rock and TOC from 0.67 to 5.85 %, according to the figure S2 vs TOC. Likewise, the OI vs HI graph (pseudo van Krevelen diagram), suggests that the studied rocks present kerogen type I, II, II-III and III, predominantly kerogen type II, II-III and III. On the other hand, maximum pyrolysis temperatures (Tmax) with values from 415 to 432 °C indicate that these rocks are thermally immature.

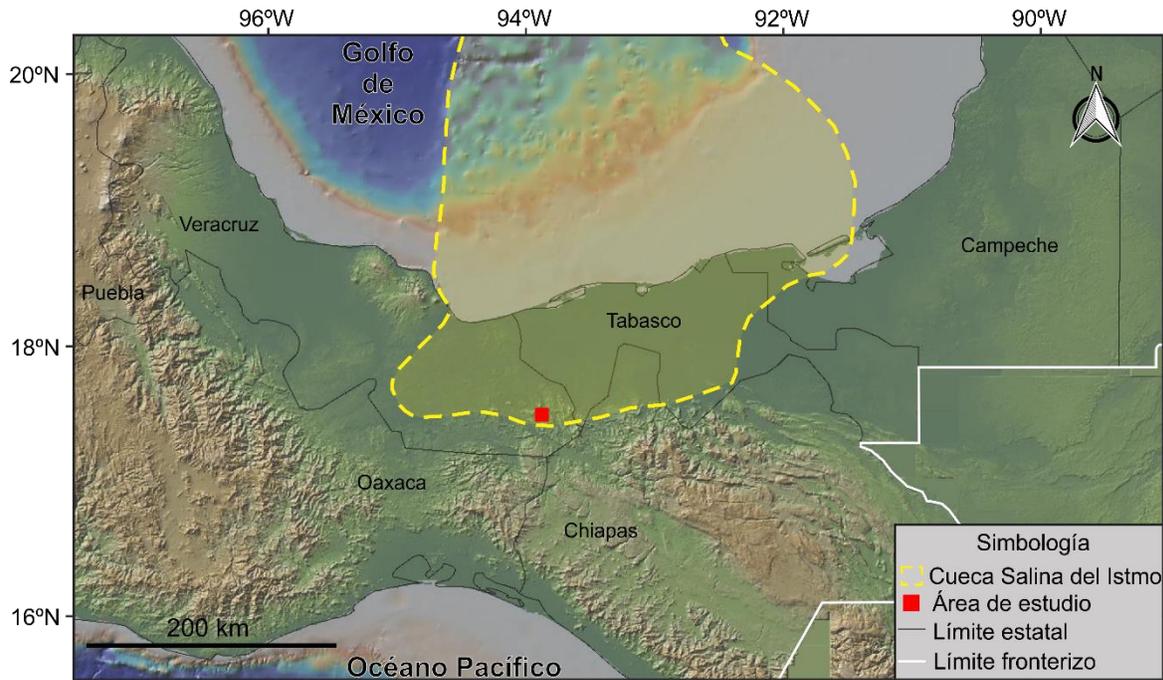
In summary, the presented data indicate that the clayey limestones of the middle Oxfordian and Tithonian that cropping out in the Lopez Rayon region, have geochemical characteristics of source rocks, mostly with marine algaecous material (II) and a mixture of wood fragments and marine algaecous material (III) and confirm previous interpretations for the areas of Campeche and Villahermosa in the same Salina del Istmo Basin.

## Capítulo 1. Introducción

El área de estudio se ubica en el estado de Veracruz, al suroeste de la Cuenca Salina del Istmo (CSI), la cual debe su nombre a la presencia de gruesos depósitos de sal, probablemente del Jurásico Medio-Superior (Contreras y Castellón, 1960; Mina, 1963; Viniegra, 1971; Hudec et al., 2013). La CSI cubre el extremo sur del estado de Veracruz, gran parte del estado de Tabasco, la parte norte del estado de Chiapas, parte oeste del estado de Campeche y se extiende hacia el Golfo de México (Figura 1). En la CSI aflora una sucesión sedimentaria compuesta de una columna estratigráfica que consiste en un grueso espesor de sal de probable edad Jurásico Medio-Superior, cuya edad fue determinada por posición estratigráfica debido a que subyace o se interestratifica con una sucesión de conglomerado y arenisca (capas rojas) de edad probable Jurásico Medio-Superior (post 170 Ma), denominada Formación Todos Santos (Müllerried, 1936; Imlay, 1953; Contreras y Castellón, 1960; Viniegra, 1971; Godínez-Urban et al., 2011). Las capas rojas, denominadas Formación Salina (Benavides-García, 1950), al igual que la Formación Todos Santos subyacen a rocas carbonatadas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, agrupadas en la Formación Chinameca, que a su vez pasan transicionalmente a margas y lutita del Cretácico Superior de la Formación Méndez (Benavides-García, 1950). Sobre la Formación Méndez se depositó un gran espesor de lutita, arenisca y conglomerado del Cenozoico (Benavides-García, 1950; Álvarez, 1950; Castillo-Tejero, 1955; Contreras y Castellón, 1960; Santiago-Acevedo, 1962).

En la región de Cerro Pelón (Anticlinal de Cerro Pelón), al noroeste de la región Ignacio López Rayón (ILR), donde se ubica el área de estudio, aflora la Formación Salina (Benavides-García, 1950). Esta sucesión de arenisca y conglomerado rojos fueron estudiados por Galicia-Flores y Lazcano-Camacho (2018) quienes identificaron dos sucesiones que denominaron Formación Todos Santos para el norte de la estructura anticlinal, concretamente en el Cerro Pelón y Formación Salina para referirse a la sucesión expuesta en la parte sur de la estructura anticlinal de Cerro Pelón (Cerro Jimbal). El contacto directo entre las rocas marinas del Jurásico Superior y las rocas siliciclásticas infrayacentes no se observa en la localidad de ILR; sin embargo, se infiere que la sucesión marina se depositó

discordantemente sobre las formaciones Salina y Todos Santos, como se puede observar en la cercanía de Cerro Pelón, donde calizas y brechas dolomitizadas descansan discordantemente sobre capas rojas (Álvarez-Rangel, 2019; Rodríguez-Calderón, 2020; Rodríguez-Patiño, 2020).



**Figura 1.** Mapa de localización del área de estudio dentro de la Cuenca Salina del Istmo (CSI). Los límites de la CSI fueron tomados de Castillo-Tejero (1955), Contreras y Castellón (1960), Benavides-García (1983), Witt et al. (2011) y Hudec et al. (2013).

La Formación Chinameca del Jurásico Superior-Cretácico Inferior es considerada una roca generadora de hidrocarburos por su contenido de materia orgánica (Benavides-García, 1950; Santiago-Acevedo, 1962; Meneses-Rocha, 2001). Además, la sucesión sedimentaria de edad Tithoniano de la Formación Chinameca es equivalente a la Formación Pimienta, la cual es considerada como roca generadora de hidrocarburos en la región del Golfo de México, en las cuencas de Burgos, Tampico Misantla, Veracruz y cuenca salina del Istmo (Magoon et al., 2001; Holguín, 1985; González y Holguín, 1992).

Los estudios geoquímicos realizados en el sureste de México coinciden en señalar a las rocas del Jurásico Superior (Oxfordiano y Tithoniano) como la principal fuente generadora

de hidrocarburos en el sureste mexicano (Holguín, 1985; González y Holguín, 1992; Santamaria-Orozco, 2000; Sosa-Patrón y Clara-Valdés, 2001; Clara-Valdés et al., 2009).

El propósito principal de este trabajo es describir las litofacies a escala mega y microscópica que contienen la materia orgánica de la sección Jurásica de la Formación Chinameca, así como la generación de un registro mediante la respuesta de los rayos gamma, datos de carbono orgánico total (COT) y resultados de pirólisis Rock-Eval.

### **1.1 Hipótesis**

Los estudios geológicos, petrográficos para identificación y conteo de la materia orgánica, así como los análisis de geoquímica orgánica (TOC, Pirólisis Rock-Eval), indican la naturaleza de roca generadora de hidrocarburos de la sucesión sedimentaria del Jurásico Superior, expuesta en Ignacio López Rayón, de la región de Cerro Pelón, Veracruz.

### **1.2 Objetivo**

Establecer la estratigrafía, las litofacies, microfacies y caracterizar la materia orgánica en rocas del Jurásico Superior de la Formación Chinameca, en la localidad de Ignacio López Rayón, Veracruz.

### **1.3 Alcances del trabajo**

- Establecer la estratigrafía y describir las características litológicas de la sección de estudio
- Describir las litofacies y microfacies de las rocas carbonatadas para establecer el probable ambiente de depósito.
- Determinar el contenido de la materia orgánica y el Carbono Orgánico Total.

### **1.4 Localización geográfica del área de estudio**

El área de estudio se localiza a 50 Km al sureste de la ciudad de Las Choapas, estado de Veracruz, sureste de México, en las inmediaciones de la población de Ignacio López-Rayón, en el camino que conduce a la población El Amate (Figura 2).

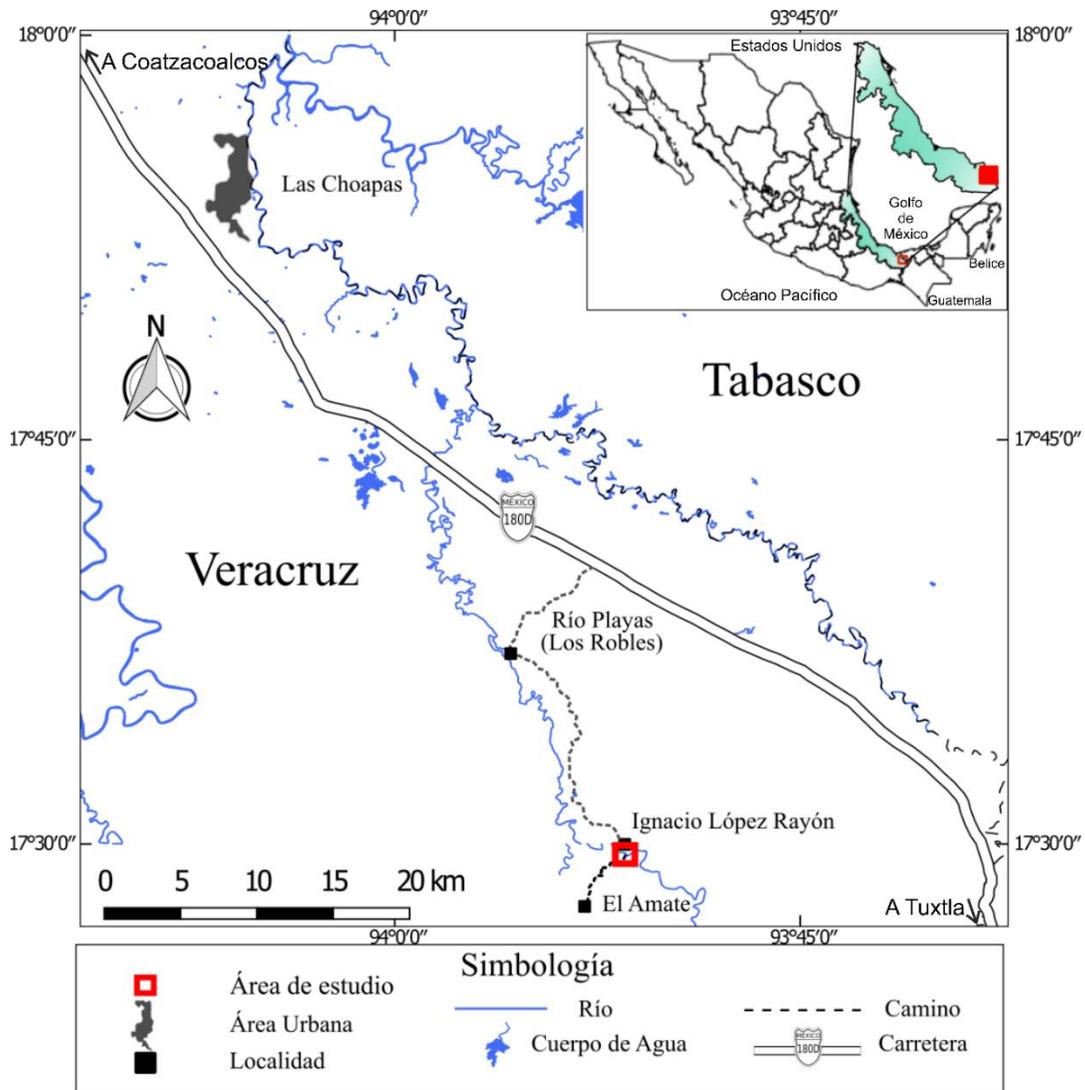


Figura 2. Mapa de acceso al área de estudio. Adaptado de INEGI (2015) e INEGI (2016).

## 1.5 Metodología

### 1.5.1 Revisión Bibliográfica

Se revisó bibliografía sobre la cartografía, estratigrafía, sedimentología, paleontología y de geoquímica orgánica del área de estudio. También se colectó información sobre la estratigrafía de la porción norte del Golfo de México, Cuenca de Veracruz, Cuenca Salina del Istmo y Sierra de Chiapas, la cual se resume en la Figura 3, con el fin de conocer las litologías y ambientes sedimentarios reportados para las sucesiones sedimentarias del Mesozoico.

### 1.5.2 Trabajo de Campo

El trabajo de campo se inició realizando un reconocimiento de la zona de estudio basado en la geología propuesta por Benavides-García (1950) para conocer la estratigrafía aflorante, una vez establecida la extensión de la sección a estudiar, se procedió a la medición utilizando cinta métrica y receptor GPS; como base se utilizó un mapa topográfico. De manera simultánea se hicieron descripciones litológicas, se colectaron muestras y datos de rayos gamma. Dichas descripciones fueron de cada nivel estratigráfico, de la base a la cima, haciendo énfasis en las características texturales, composicionales y estructuras primarias de las rocas de acuerdo con el procedimiento propuesto por Coe et al. (2010) y la clasificación para rocas carbonatadas de Dunham (1962), utilizando una lupa. Las litofacies se determinaron a partir de rasgos como: litología, tamaño de grano, composición mineral, color de roca (Rock-Color Chart Committee, 2009), contactos litológicos y espesores de capas.

### 1.5.3 Rayos gamma y Registros de rayos gamma

La radiación gamma es una radiación natural de las rocas, causada por la descomposición isotópica de los elementos torio ( $^{232}\text{Th}$ ), uranio ( $^{238}\text{U}$ ) y potasio ( $^{40}\text{K}$ ) (Luthi, 2001; Dembicki, 2016). De acuerdo con Luthi (2001) y Glover (2013) a continuación se describen las características principales de los elementos anteriormente mencionados.

**Torio (Th):** es muy poco soluble y se encuentra principalmente en minerales pesados (zircón, apatito) de la fracción de limo y arcilla.

**Uranio (U):** Es común en lutita y carbonatos marinos. La precipitación de este elemento ocurre en ambientes reductores ricos en materia orgánica. En ambientes marinos reductores la materia orgánica atrapa el uranio mediante un proceso de oxidación-reducción (Rallakis et al., 2019) y probablemente también mediante la intervención de bacterias en el medio de depósito (Cumberland et al., 2016). Asimismo, se ha reportado que el uranio (IV) también puede ser fijado a la materia orgánica por un proceso de adsorción (Bone et al., 2017).

**Potasio (K):** Los minerales que contienen potasio incluyen principalmente arcillas (ilita, glauconita), micas (muscovita, biotita) y feldespatos (ortoclasa). Las aguas de poros pueden ser ricas en potasio por la alteración de los feldespatos-K a caolinitas. En las secuencias evaporíticas, la Silvita y ciertos sulfatos contienen potasio.

Con el fin de establecer un registro de toda la sección, se midieron los rayos gamma de las litofacies aflorantes utilizando un espectrómetro portátil RS-125 Super- SPEC. Este sistema permite la lectura de los rayos gamma emitidos naturalmente por los elementos potasio (%), torio y uranio (ppm) contenidos en las rocas. Las mediciones con este dispositivo se realizaron con base en una metodología dividida en cuatro pasos: (1) se seleccionó la sección a medir; (2) se limpió la superficie de medición, usando espátulas y/o cepillos para eliminar alteraciones; (3) se prendió el equipo y se esperaron unos minutos para estabilizarlo y medir el fondo radiactivo, manteniéndolo separado aproximadamente un metro de cualquier muestra de roca; (4) se estableció un tiempo de medición de 4 minutos y se inició la medición colocando el detector sobre la superficie de la muestra a medir. En algunos intervalos estratigráficos de la columna se obtuvieron escasas mediciones debido a las condiciones de los afloramientos.

Los rayos gamma emitidos se calculan usando la ecuación empírica de Ellis (1987) y Luthi (2001), donde se transforman los registros espectrales a un registro de rayos gamma total o rayos gamma estándar (GR o SGR por sus siglas en inglés) (Rider, 2000):

$$GR \text{ o } SGR = (4) Th + (8) U + (16) K \quad (1)$$

Las unidades de SGR son dadas en API (American Petroleum Institute). La unidad API fue definida en un pozo de calibración en la universidad de Houston, Texas. El pozo contiene concreto especialmente mezclado, de alta radiactividad en medio de concreto igualmente especial de baja radiactividad. Así, una unidad API es 1/200 de la diferencia entre las dos radiactividades (Belknap et al., 1959).

Los análisis de datos de radioactividad se realizaron con el objetivo de generar un mejor entendimiento en las litofacies de la Formación Chinameca descritas en este trabajo. Estas adquisiciones se obtuvieron a lo largo de toda la columna estratigráfica, datos que

permitieron una correlación directa con los resultados obtenidos en otros estudios también realizados en esta investigación.

#### **1.5.4 Análisis de microfacies**

El estudio petrográfico se realizó en 60 láminas delgadas, utilizando un microscopio Zeiss Primotech en el laboratorio universitario de Análisis de Cuencas Sedimentarias (LACUS) del Instituto de Geología, UNAM. La clasificación para rocas carbonatadas se hizo a partir de la propuesta por Dunham (1962). La estimación porcentual visual del contenido de aloquímicos y ortoquímicos se basó en la metodología de Baccelle y Bosellini (1965). Para el contenido de granos y sus variaciones de abundancia, se emplearon las siguientes categorías: muy raros (<2 %), raros (2-5 %), escasos (5-10 %), comunes (10-30 %), muy comunes (30-50 %) y abundantes (>50 %) propuestas por Flügel (2010), estos porcentajes son recalculados del porcentaje total de los aloquímicos presentes en cada muestra, sin considerar los ortoquímicos. La descripción y reconocimiento de los componentes de las rocas se basó en los trabajos de Scholle y Ulmer-Scholle (2003) y Flügel (2010). El índice de bioturbación (de 0 a 6) se evaluó según el esquema de Taylor y Goldring (1993).

Por otro lado, el estudio de microfacies se hizo de acuerdo con los criterios establecidos en Wilson (1975) y Flügel (2010) para posteriormente determinar el ambiente de depósito de la sucesión sedimentaria; en donde además se consideró el modelo de facies carbonatadas de Schlager (2005).

#### **1.5.5 Geoquímica orgánica**

La materia orgánica se define como el material compuesto de moléculas orgánicas en monómeros y polímeros derivados de la parte orgánica de los organismos (Tissot y Welte, 1984; Huc, 2013). En rocas sedimentarias que han sufrido diagénesis, este material consiste en kerógeno, bitumen y cantidades menores de gases de hidrocarburo (Peters et al., 2005).

##### **Kerógeno y tipos de kerógenos**

Cuando la materia orgánica de las rocas sedimentarias no es soluble en solventes alcalinos ni en solventes orgánicos comunes, es nombrada kerógeno; el cual es la forma más

abundante de carbono orgánico de la tierra y representa entre el 80 y 99 % del total; el porcentaje restante de materia orgánica es tipo bitumen, el cual si presenta solubilidad (Tissot y Welte, 1984; Whelan y Thompson-Rizer, 1993; McCarthy et al., 2011; Huc, 2013; Dembicki, 2016). El kerógeno se clasifica de acuerdo con la composición y la relación con los ambientes de depósito (Tabla 1).

### **Métodos analíticos para la caracterización de la materia orgánica**

Los métodos utilizados para la determinación del contenido y tipo de materia orgánica, y su madurez termal fueron: la petrografía de luz transmitida, la determinación directa del COT mediante LECO, el registro de Rayos Gamma y el de pirólisis de Rock Eval.

A continuación, se describe cada uno de los métodos de análisis mencionados anteriormente:

#### **Petrografía de luz transmitida**

Además de usarse para la clasificación de las rocas, se utilizó para ver la distribución y hacer una primera estimación de la materia orgánica. La estimación del porcentaje visual fue calculado mediante la metodología de Baccelle y Bosellini (1965).

#### **Medición de carbono orgánico total**

El carbono orgánico total (COT) es la cantidad de carbono orgánico en una muestra de roca, y abarca tanto kerógeno como bitumen (Peter y Cassa, 1994). La manera más sencilla para medir la riqueza de materia orgánica es oxidando dicho material a altas temperaturas. El COT medido proviene del CO<sub>2</sub> generado por oxidación y se expresa como por ciento en peso másico de la roca (Huc, 2013; Carvajal-Ortiz y Gentzis, 2015; Dembicki, 2016). El aparato con el que se hizo las mediciones de COT fue un Shimadzu TOC-L CSH/CSN.

En la tabla 2 se presenta la escala semicuantitativa para la interpretación de los datos de COT.

**Tabla 1.** Resumen que describe las características más importantes repostadas de los tipos de kerógenos.

Kerógeno	Características	
Tipo I	Este Kerógeno es derivado de material algáceo lacustre, principalmente del alga <i>Botryococcus</i> , cuyo equivalente marino es la <i>Tasmanita</i> (Tissot et al., 1974; Tissot y Welte, 1984; Peters y Cassa, 1994; McCarthy et al., 2011).	
	Parámetros de Clasificación, con base en pirólisis Rock-Eval (Peters y Cassa, 1994).	Índice de Hidrógeno: >600
		Índice de Oxígeno: alrededor de 36
Tipo II	Generalmente relacionado a sedimentos marinos donde la materia orgánica se compone de una mezcla de fitoplancton, zooplancton y microorganismos (bacterias) que han sido depositados en un ambiente reductor (Tissot et al., 1974; Tissot y Welte, 1984; Peters y Cassa, 1994; McCarthy et al., 2011).	
	Parámetros de Clasificación, con base en pirólisis Rock-Eval (Peters y Cassa, 1994).	Índice de Hidrógeno: 300 – 600
		Índice de Oxígeno: alrededor de 70
Tipo III	Este tipo de Kerógeno es derivado principalmente de plantas continentales y contiene muchos restos vegetales identificables (Tissot et al., 1974; Tissot y Welte, 1984; Peters y Cassa, 1994; McCarthy et al., 2011).	
	Parámetros de Clasificación, con base en pirólisis Rock-Eval (Peters y Cassa, 1994).	Índice de Hidrógeno: 50 – 200
		Índice de Oxígeno: alrededor de 160.
Tipo IV	Kerógeno formado a partir de materia orgánica residual; es considerado como una forma de “carbono muerto” debido a que no tiene potencial para generar hidrocarburos (Tissot y Welte, 1984; Whelan y Thompson-Rizer, 1993; Peters y Cassa, 1994; McCarthy et al., 2011; Huc, 2013).	

**Tabla 2.** Interpretación del potencial generador de las rocas a partir de datos de COT (% peso) a escala semicuantitativa (Peters, 1986; Peters y Cassa, 1994; Jarvie, 1991)

COT (%peso)	Potencial de generación
0 - 0.5	Pobre
0.5 – 1	Regular
1 – 2	Bueno
2 – 4	Muy bueno
>4	Excelente

### **Pirólisis Rock-Eval**

Para los estudios de pirólisis Rock-Eval se utiliza un aparato Rock-Eval, diseñado en el Instituto Francés del Petróleo (IFP), y está compuesto por hornos de pirólisis y combustión, con detectores diseñados para analizar los diferentes residuos de la combustión de la materia orgánica. Los productos de la pirólisis están monitoreados por una serie de detectores (Lafargue et al., 1998; Behar et al., 2001; Huc, 2013). Esta pirólisis produce los siguientes componentes:

- El hidrocarburo libre en la roca (S1)
- El hidrocarburo liberado por cracking del kerógeno (S2)
- El CO<sub>2</sub> producido juntamente durante el cracking (S3).

El residuo de la pirólisis es posteriormente introducido en un horno de oxidación que permite la completa transformación en CO<sub>2</sub> de cualquier materia orgánica que haya resistido a la pirólisis (S4) (Huc, 2013). Las mediciones obtenidas con el método de pirólisis constituyen la base para cuantificar los diferentes índices y parámetros que se utilizan para interpretar características de la roca generadora, que se relacionan a continuación:

- **Índice de hidrogeno:** Relación entre el hidrógeno y el COT; definido como:  $(S2/ COT) *100$ ; expresado como miligramos por gramos del COT (McCarthy et al., 2011).

- **Índice de oxígeno:** Obtenido a partir de la relación entre CO<sub>2</sub> y el COT; se define como:  $(S3/ COT) * 100$ ; masa de CO<sub>2</sub>, expresada en miligramos de CO<sub>2</sub> por gramos de COT (McCarthy et al., 2011).
- **Tmax:** es la temperatura de la máxima liberación de hidrocarburo durante la ejecución de la pirólisis programada (lo cual es la temperatura de pirólisis correspondiente al tope del pico S2). El valor de Tmax provee una medida de la madurez termal de la materia orgánica. A mayor valor de Tmax, mayor grado de madurez termal (Tabla 3). Esto refleja el hecho de que las fracciones más propensas a cambios termal son progresivamente pérdidas durante la evolución termal natural del kerógeno. Note que Tmax es un parámetro Rock Eval experimental el cual no tienen nada que ver con la temperatura actual experimentada por la muestra en la naturaleza (Huc, 2013).

**Tabla 3.** Parámetros de interpretación de Tmax. Tomado de Peters y Cassa, 1994.

Tmax (°C)	Etapas de madurez térmica para el aceite
<435	Inmadura
435-445	Madurez temprana
445-450	Pico de generación
450-470	Madurez tardía
>470	Sobremadura

### Reflectancia de vitrinita

La vitrinita es un maceral formado mediante alteración térmica de la lignina y la celulosa en las paredes de las células vegetales (Teichmüller, 1989; McCarthy et al., 2011). La medición de la reflectancia de la vitrinita (R<sub>o</sub>) se expresa como el porcentaje de luz incidente que se refleja desde la vitrinita (Senftle et al., 1993). La reflectancia de la vitrinita aumenta durante la maduración termal debido a reacciones de aromatización complejas e irreversibles (Peter y Cassa, 1994).

Los valores de  $R_o$  varían con el tipo de materia orgánica. Valores de  $R_o$  altos ( $>1.5\%$ ) usualmente sugieren la presencia de gas predominantemente seco; valores intermedios ( $1.1\% < R_o < 1.5\%$ ) indican la presencia de gas y hacia el extremo más inferior del rango hay una tendencia creciente de generación de petróleo. En la parte más inferior del rango ( $0.8\% < R_o < 1.1\%$ ) se puede encontrar gas húmedo. Valores más bajos de  $R_o$  ( $0.6\% < R_o < 0.8\%$ ) indican la presencia predominante de petróleo, mientras que  $R_o < 0.6\%$  indica kerógeno inmaduro (McCarthy et al., 2011).

### **Análisis de geoquímica orgánica utilizados en este trabajo**

La caracterización geoquímica de las muestras del Jurásico Superior en el área de estudio se hizo con el propósito de conocer la cantidad y calidad de la materia orgánica y el nivel de madurez térmica. Los análisis que proporcionan dicha información son: el carbono orgánico total (COT), registros de rayos gamma, la pirólisis Rock-Eval y la reflectancia de vitrinita (Huc, 2013).

El análisis de geoquímica orgánica se realizó en veinticinco muestras, que fueron seleccionadas con base en los estudios petrográficos por contener materia orgánica en cantidades entre 1 y 12 %. La preparación de las muestras consistió en su trituración y luego, pulverización en un mortero de Agatha. De cada muestra tratada se pesó 500 mg, se etiquetó, guardó en bolsa hermética y fueron enviadas al Laboratorio Universitario de Nanotecnología Ambiental (LUNA) del Instituto de Ciencias Aplicadas y Tecnología (ICAT, antes CCADEC) de la UNAM donde se realizó el estudio de carbono orgánico total (COT) mediante un analizador de carbono orgánico e inorgánico y nitrógeno total en muestras líquidas Shimadzu TOC-L CSH/CSN con módulo para análisis de carbono total e inorgánico en muestras sólidas SSM-5000A; el COT se determinó mediante la resta del de carbono total (CT) y del carbono inorgánico Total (CIT). De estas muestras se seleccionaron doce para analizarlas por pirólisis Rock Eval, de las cuales se envió entre 80 a 90 g de cada una, previamente triturada, al Laboratorio de Geoquímica del Petróleo de la universidad industrial de Santander, Colombia, donde fueron dispuestas en el analizador anhídrido de muestras de roca y suelo Rock Eval Turbo 6. Este analizador, está equipado con hornos de

pirólisis y combustión junto con detectores que analizan los diferentes residuos (CO y CO<sub>2</sub>) liberados tanto en la fase de pirólisis como en la combustión (oxidación). Cada una de las muestras fue calentada en el horno de pirólisis en una atmosfera inerte a una temperatura de 300 °C, la cual posteriormente se fue incrementado 25 °C por minuto hasta alcanzar una temperatura final de 650 °C.

Además, con el fin de estimar valores teóricos aproximados de reflectancia de vitrinita, se empleó la propuesta de Jarvie et al. (2005) para calcular Ro mediante la fórmula: % Ro-cal= 0.0180 x Tmax – 7.16, a partir de los datos de Tmax generados en Pirólisis Rock Eval. Este cálculo se hizo para las doce muestras que fueron sometidas a pirólisis.

El proceso de transformación de la materia orgánica (MO) depende de varios factores tales como la historia geológica de la cuenca sedimentaria, la actividad biológica en los estados iniciales de acumulación de esta, las temperaturas y presiones alcanzadas, y además la interacción materia orgánica-inorgánica (Tissot y Welte, 1984). Una de las transformaciones más importantes que sufre la MO corresponde al proceso de madurez termal, el cual controla la generación de hidrocarburos; dicho proceso se asocia con la temperatura. Debido a que el aumento de la temperatura se obtiene por aumento de la profundidad en el subsuelo, el calentamiento se da por el entierro de la roca fuente. Así, el rango de la temperatura de generación de petróleo inicia a los 50 °C y la mayor cantidad desde los 60 °C y 150°C (Tissot y Welte, 1984; McCarthy, k. et al. 2011).

## **1.6 Marco geológico regional**

### **1.6.1 Estratigrafía del Golfo de México**

El marco estratigráfico regional del Mesozoico de la Cuenca del Golfo de México se puede dividir en dos áreas: la porción norte, comprendida por la parte norte de México y la parte sur de Estados Unidos y la porción centro-sur del Golfo de México (GdeM), que comprende las cuencas de Veracruz, Salina del Istmo y la Sierra de Chiapas (Figura 3). En la porción norte del GdeM se han reportado las unidades Sal Louann, Formación Norphlet, Formación Smackover, Formación Haynesville y Formación Cotton Valley, que representan los pisos del Calloviano al Tithoniano (Hudec et al., 2013). Estas formaciones son

equivalentes a unidades de la parte centro-sur del GdeM, pero con otros nombres como se presenta en la Figura 3. En la porción centro-sur, la estratigrafía inicia con el depósito de clásticos continentales del Triásico-Jurásico Medio, asociados con la apertura del GdeM (Figura 3; Pindell and Dewey, 1982; Salvador, 1991). Estos depósitos están compuestos por conglomerado rojo y arenisca (Capas Rojas), que han sido denominados Formación Todos Santos y Formación Salina, y se encuentran expuestos en la Cuenca Salina del Istmo, Sierra de Chiapas y Bahía de Campeche (Figura 3; Benavides-García, 1950; Contreras y Castillón, 1960; Santiago-Acevedo, 1962; Meneses de Gyves, 1980; López-Ortíz, 1962; Quezada-Muñetón, 1987; Magoon et al., 2001; Mandujano y Keppie, 2009).

A continuación, se describe brevemente la estratigrafía del Golfo de México desde el Bathoniano hasta el Cretácico Superior:

#### **Bathoniano - Calloviano**

En la Cuenca Salina del Istmo, sureste de México, se han registrado grandes depósitos de sal que formaron diapiros y domos salinos como consecuencia de una subsidencia continua previa a la apertura del GdeM (Salvador, 1991; Magoon et al., 2001). Asimismo, estos depósitos existen en el sureste de la Cuenca de Veracruz, Tabasco, Chiapas y norte de Guatemala (Meneses-Rocha, 2001). En el estado de Veracruz, se han registrado evaporitas y lutita roja interestratificadas con capas de calizas y calcarenitas, a las que se les ha asignado una edad de Bathoniano superior-Calloviano inferior (Cantú-Chapa, 1992). En la porción norte del Golfo de México estos depósitos de sal son reportados como Sal Louann y Anhidrita Werner (Mancini, 2010, Hudec et al., 2013) y se interpretan como depósitos en depresiones preexistentes en la corteza continental durante la etapa de rift del GdeM.

#### **Oxfordiano**

En la Cuenca del Golfo de México, a partir del Oxfordiano cesó el depósito de sal e inició la transgresión del Jurásico con el depósito de sedimentos de ambiente marino somero y profundo, donde se destaca la presencia de calizas oolíticas que representan excelentes rocas yacimiento de hidrocarburo en la Cuenca de Veracruz, Cuenca Salina del Istmo y en la Bahía de Campeche (Magoon et al., 2001). Mientras que en la Cuenca Louann, al sur de

Alabama, en la porción norte del Golfo de México, la subsidencia inducida por el depósito de la Sal Louann produjo que se intensificara la transgresión marina y con ello el establecimiento de condiciones marino someras y continentales de la Formación Norphlet, constituida por conglomerado y arenisca conglomerática (Hudec et al., 2013; Mancini et al., 2008). Sobre la Formación Norphlet se depositaron packstone y grainstone de ooides con ammonites del Oxfordiano superior de la Formación Smackover, que ha sido interpretada como una rampa homoclinal (Handford y Baria, 2007). Al mismo tiempo, en la porción sur del Golfo de México, en la zona de la Bahía de Campeche, se depositaron lutita y caliza que corresponden a rocas generadoras, depositadas en un ambiente de plataforma externa profunda y arenisca que actúa como una roca almacenadora depositada dentro de un ambiente litoral (Meneses de Gyves, 1980). En la misma zona, Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) y Cantú-Chapa (2009a) proponen las siguientes unidades estratigráficas: Formación Bacab y la Formación Ek-Balam. Según esos autores la Formación Bacab está compuesta por una asociación de lutita calcárea bentonítica, sal, arenisca cuarzosa y anhidrita y representa la mayor transgresión marina del Jurásico Superior en el sureste de México, seguida de un periodo regresivo caracterizado por la formación de evaporitas; su edad Oxfordiano inferior fue asignada por posición estratigráfica; subyace a la Formación Ek-Balam, cuya edad fue determinada por la presencia de amonitas del Oxfordiano superior -Kimmeridgiano Inferior (Cantú-Chapa, 2009a). La Formación Ek-Balam fue dividida por Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) en tres miembros: un miembro inferior compuesto por wackestone-packstone peloidal arenoso y arcilloso con evaporitas; un miembro medio que se caracteriza por una alternancia de arenisca calcárea, mudstone y lutita bentonítica; y un miembro superior que contiene caliza arenosa que gradan a arenisca calcárea y anhidrita. Esta sucesión representa las rocas generadoras y yacimiento importantes en la región (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001; Murillo Muñetón et al., 2014).

Por otro lado, en la Sierra de Chiapas, se reportaron calizas de la Formación San Ricardo, depositadas en un ambiente de plataforma somera durante el Oxfordiano y la parte baja del Kimmeridgiano. Esta unidad muestra un cambio lateral de facies, representada por una sucesión de arenisca gruesa y conglomerado de origen continental de la Formación Jericó a



la cual se le asigna una edad del Calloviano-Tithoniano, con base en una asociación de palinomorfos continentales (gimnospermas y pteridofitas); y por evaporitas, mudstone, wackestone y packstone dolomitizados de la Formación Cobán, cuyo contenido faunístico indica una edad del Jurásico Superior hasta del Turoniano (Quezada-Muñetón, 1983, 1987; Mandujano y Vázquez, 1996).

### **Kimmeridgiano**

En la porción norte de la Cuenca del Golfo de México se describen intervalos de mudstone con materia orgánica, caliza, anhidrita y arenisca de ambiente perimareal y de laguna de la Formación Haynesville, sobreyacen discordantemente a los carbonatos de la Formación Smackover (Mancini et al., 2008). En el centro-este del Golfo de México, al sur de la plataforma de Tuxpan, en la Cuenca Tampico-Misantla, se depositaron grainstone esqueletal y calcarenitas de la Formación San Andrés, la cual se originó en bancos y barras dentro de la plataforma en un ambiente marino somero de alta energía y cuya edad de depósito está definida por biozonas de microfósiles que indican edad Kimmeridgiano (Cantú-Chapa, 1971; Salvador, 1991). Hacia la parte sur de la Cuenca del Golfo de México se desarrollaron plataformas carbonatadas y en las depresiones se depositaron mudstone calcáreos ricos en materia orgánica (Murillo Muñetón et al., 2014).

En la región de Cerro Pelón, al suroeste de la Cuenca Salina del Istmo, el Kimmeridgiano inferior está compuesto por una sucesión de caliza argilácea y lutita calcárea interestratificada que constituyen la parte inferior de la Caliza Chinameca (Benavides-García, 1950; Santiago-Acevedo, 1962; Salvador, 1987; Magoon et al., 2001). Así mismo, Meneses-Rocha (2001) y Viniestra (1971) observaron que, en esta región, sobre las capas rojas se encuentran calizas de la Formación Chinameca. En trabajos previos, se ha reportado que esta unidad presenta en su parte inferior estratos potentes y compactos de una caliza gris oscura a gris crema, capas lenticulares y bandas delgadas de pedernal negro y material bituminoso. En su parte superior se presentan estratos delgados de caliza, bien estratificados, de color gris a gris oscuro, siendo su edad determinada por su contenido de amonitas (Benavides-García, 1950; Castillo-Tejero, 1955; Contreras y Castellón, 1960;

Santiago-Acevedo, 1962; López-Ortíz, 1962). De acuerdo con su litología y contenido fosilífero, se ha determinado que estas calizas fueron depositadas dentro de la plataforma y en aguas marinas profundas (Sánchez-Montes de Oca, 1979; Meneses-Rocha 1985). López-Ramos (1979) interpreta que la Formación Chinameca se formó en un ambiente de plataforma, cuenca y lagunar marino; más adelante, el mismo autor (López-Ramos, 1981) sugiere que el ambiente de la Formación Chinameca es nerítico con predominio de rocas carbonatadas sobre clásticos y evaporitas; mientras que Meneses-Rocha (1987) menciona que se originó en una plataforma abierta. Por su parte, Viniegra (1971) señala que la subsidencia en la Cuenca Salina del Istmo y el incremento del nivel del mar permitió el depósito de plataformas, con bancos biogénicos, oolitas y evaporitas (Viniegra, 1971). La Formación Chinameca fue considerada por Benavides-García (1950), Santiago-Acevedo (1962) y Contreras y Castellón (1960) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (del Kimmeridgiano al Barremiano). Posteriormente Meneses-Rocha (1987) la reporta como del Kimmeridgiano-Valanginiano; su espesor promedio es de 300 a 400 metros (Benavides-García, 1950; Castillo-Tejero, 1955; Contreras y Castellón, 1960; Santiago-Acevedo, 1962). El espesor de la Formación Chinameca se reporta con ciertas variaciones dependiendo del sitio de medición, por ejemplo, en la Congregación de Hibueras, Viveros-Juárez (1962) indica un espesor aproximado de 40 metros, mientras que López-Ramos (1979) mencionan un espesor máximo de 1380 m en Alto Río Uzpanapa. La Formación Chinameca fue considerada como una formación potencialmente almacenadora ya que ha registrado varias manifestaciones de aceite y es suficientemente porosa (Benavides-García, 1950; Santiago-Acevedo, 1962). Por otra parte, fue considerada como equivalente a las caliza y lutita calcárea generadoras de hidrocarburos en la zona de la Bahía de Campeche y Chiapas (Meneses-Rocha, 2001).

En el subsuelo de la Bahía de Campeche, el Kimmeridgiano está representado por rocas calcáreas de ambientes de plataforma, compuestas en su parte inferior y media por una intercalación de dolomía, caliza y limolita y en su parte superior por un potente cuerpo de dolomías (Meneses de Gyves, 1980; Figura 3). Por su parte, en la misma región, Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) describen a la Formación Akimpech, la cual subdividieron en

cuatro miembros (B,C,D y E): el miembro inferior (B), consiste en mudstone y lutita arenosa bentonítica; un miembro calcáreo inferior (C) está conformado por cristales de dolomitas de micro a mesocristalina, packstone con incipiente dolomitización y mudstone intercalado; un miembro superior terrígeno (D) que presenta intercalaciones de mudstone, lutita, arenisca y carbonatos y, finalmente, un miembro superior (E) packstone y grainstone de ooides y peloides y mudstone-wackestone de peloides, dolomitizados. Adicionalmente, Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) proponen un modelo sedimentario donde en la zona de playa se formaron barras de ooides, interrumpidas por canales de marea que transportaron ooides y otros materiales para formar pequeños deltas de marea hasta formar estas barras dentro de la laguna. La edad de esta sucesión se determinó por su posición estratigráfica; se le ubica en el Kimmeridgiano superior ya que se depositó sobre la Formación Ek-Balam del Kimmeridgiano inferior y se encuentra bajo la Formación Edzna del Tithoniano (Cantú-Chapa, 2009a).

En el Bloque Akal, en la zona de Campeche, Murillo Muñetón et al. (2014) dividen las facies sedimentarias del Kimmeridgiano en terrígenas y carbonatadas, desarrolladas durante un evento extensional. Las facies terrígenas contienen predominantemente lutita color gris verdoso, y en menor proporción de lutita color café rojizo y arcosa, cuyo depósito ocurrió en ambientes de plataforma externa (costa afuera), aluvial y lagunar, respectivamente. Las facies calcáreas se encuentran dolomitizadas e incluyen mudstone limo-arcilloso, mudstone, wackestone de bioclastos limoso, mudstone/wackestone, packstone de bioclastos envueltos y grainstone de ooides. Las facies más finas son interpretadas como depósitos de aguas tranquilas (plataforma externa y “laguna”), mientras que las facies de grano grueso se consideran de ambientes de alta energía (submarea somera o *shoreface*).

Por otro lado, en la Sierra de Chiapas, Quezada Muñetón (1984) describe una sección del Kimmeridgiano compuesta por grainstones oolíticos y oncolíticos con mudstone y packstone intercalados, depositados en aguas poco profundas. Sobre las capas rojas de la Formación Todos Santos se encuentra una sucesión de carbonatos dolomitizados y

evaporitas de la Formación Cobán, depositados por el evento transgresivo durante el Jurásico Tardío-Cretácico Medio (Figura 3; Meneses-Rocha, 2001).

### **Tithoniano**

Durante el Tithoniano, en la porción norte del Golfo de México se depositaron las rocas terrígenas de la Formación Cotton Valley, constituida principalmente por arenisca de ambiente marino somero y fluvial (Dutton et al., 2017). En el área de Córdoba, Veracruz, el Tithoniano es representado por la Formación Tepexilotla compuesta por lutita calcárea y calizas argiláceas. En la cuenca Salina del Istmo y al norte de la Sierra de Chiapas, el Tithoniano está compuesto por estratos delgados de caliza argilácea y lutita calcárea que constituyen la parte media de la Formación Chinameca (Benavides-García, 1950; Castillo-Tejero, 1955; Contreras y Castellón, 1960; Santiago-Acevedo, 1962; López-Ortíz, 1962; Salvador, 1991). En la zona de Campeche, el Tithoniano es representado por un evento transgresivo y consiste en sedimentos arcillosos oscuros con alto contenido de materia orgánica y escasas y delgadas intercalaciones de caliza (Meneses de Gyves, 1980). En esta región, Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) describen a la Formación Edzna de edad Tithoniano y la subdividen en tres miembros: un miembro inferior carbonatado (F) que consiste en mudstone arcilloso con abundante materia orgánica; un miembro medio lutítico (G) conformado por lutita arenosa calcárea y un miembro superior (H) conformado por lutita bentonítica. Estas facies se relacionan con un depósito dentro de la zona batial (Cantú-Chapa y Ortuño-Maldonado, 2003). Por otro lado, Murillo Muñetón et al. (2014) señalan que el Tithoniano es un horizonte estratigráfico carbonatado arcilloso típicamente rico en materia orgánica que contiene abundantes fósiles planctónicos (amonitas, radiolarios, saccocomas, calpionélidos y cocolitofóridos) y marca la transición de condiciones someras del Kimmeridgiano a condiciones de mar abierto prácticamente en toda la Bahía de Campeche, debido a una transgresión marina a escala regional y posiblemente, global. Estas facies del Tithoniano se consideran la principal fuente de los hidrocarburos de los yacimientos de la región (Romero-Ibarra et al., 2001).

Hacia la Sierra de Chiapas, el Tithoniano está compuesto por un miembro margoso conformado por mudstone, wackestone, wackestone arenoso, wackestone arcilloso y ocasionalmente packstone de aguas someras de la Formación San Ricardo (Quezada-Muñetón, 1983; Mandujano y Vázquez, 1996).

### **Cretácico Inferior**

Durante el Cretácico inferior se desarrolló una zona de aguas profundas hacia el noreste y este de México en donde se depositaron calizas de cuenca de la Formación Tamaulipas Inferior de edad Berriasiano–Valanginiano determinada por su contenido en ammonites (Cantú-Chapa, 2009b). Por su parte, en la Sierra de Chiapas, el miembro superior arenoso de la Formación San Ricardo de edad Berriasiano-Aptiano, de acuerdo con datos paleontológicos, refleja una progradación de terrígenos hacia la Cuenca Salina del Istmo, donde continúa el depósito de los carbonatos de cuenca de la Formación Chinameca (Quezada-Muñetón 1983; Meneses-Rocha, 1985; Mandujano y Vázquez, 1996). Las arenisca de la Formación San Ricardo se correlacionan con una sucesión de arenisca, grava y conglomerado de origen continental de la Formación Jericó (Figura 3; Quezada-Muñetón 1983; Mandujano y Vázquez, 1996). El Cretácico Inferior en la Bahía de Campeche es representado por mudstones y wackestones de microfósiles planctónicos (calpionélidos, nannocónidos y foraminíferos planctónicos) de facies de aguas profundas acumuladas en el talud y cuenca, con intercalaciones de brechas calcáreas que representan flujos de escombros (Murillo Muñetón et al., 2014). Sobre la Formación Edzna (Tithoniano) yacen las calizas bentónicas dolomitizadas de la Formación Akal (Cantú-Chapa, 2009a), que tienen un rango de edad desde el Albiano al Turoniano y cuyo ambiente de depósito se relaciona a un evento transgresivo que alcanzó su nivel máximo en el Turoniano, con el depósito de lutita de niveles condensados (Ángeles-Aquino et al., 1994).

### **Cretácico Superior**

En la Cuenca de Veracruz se encuentran sucesiones de calizas ricas en rudistas y miliólidos intercalados con microlitos de la Formación Orizaba depositada en ambiente arrecifal durante el Cenomaniano temprano (Sohl et al., 1991). Durante el Albiano-

Cenomaniano, la Cuenca Salina del Istmo y la Sierra de Chiapas se caracterizan por el depósito de calizas de plataforma y dolomitas de la Caliza Sierra Madre, depositadas durante un periodo de estabilidad tectónica (post rift) del Golfo de México (Mandujano y Vázquez, 1996; Meneses-Rocha, 2001; Sánchez et al., 2004), siendo equivalente en edad con las calizas y pedernales de ambiente marino profundo de la Formación Jolpabuchil en Chiapas (Meneses-Rocha, 2001). Esta Formación muestra un cambio lateral de facies hacia la Formación Cantelhá que consiste en dolomitas y calizas dolomitizadas de plataforma (Mandujano y Vázquez, 1996) y lateralmente cambia a calizas de color claro y calizas dolomitizadas con bivalvos y rudistas de la Formación Cintalpa del Turoniano, desarrollada en parches arrecifales (Sohl et al., 1991). El depósito de calizas de agua somera continuó hasta el Santoniano, y también el depósito de calizas bentónicas e intercalaciones de lutita de ambiente marino profundo de las formaciones San Felipe y Méndez; y calizas de plataforma de la Formación Angostura hacia el sur y oriente (Ángeles-Aquino et al., 1994; Meneses-Rocha-2001). En el Campaniano–Maastrichtiano la Formación Ocozocoautla contiene gravas, arenisca calcáreas, calizas arenosas, lutita arenosa y caliza, depositadas en un ambiente de costero a lagunar (Quezada-Muñetón, 1987; Mandujano y Vázquez, 1996; Sánchez et al., 2004).

En la región de Campeche, en el Cretácico Tardío se depositaron gruesos espesores de brechas carbonatadas con clastos de calizas someras a lo largo del talud (Ángeles-Aquino, 2006), las cuales constituyen los principales yacimientos en el sector del campo Cantarell.

Estas brechas carbonatadas de finales del Cretácico deben su origen al impacto de un meteorito en Yucatán (Chicxulub), cuya sismicidad colapsó el borde de la plataforma carbonatada (Grajales-Nishimura et al., 2000).

## Capítulo 2. Estratigrafía

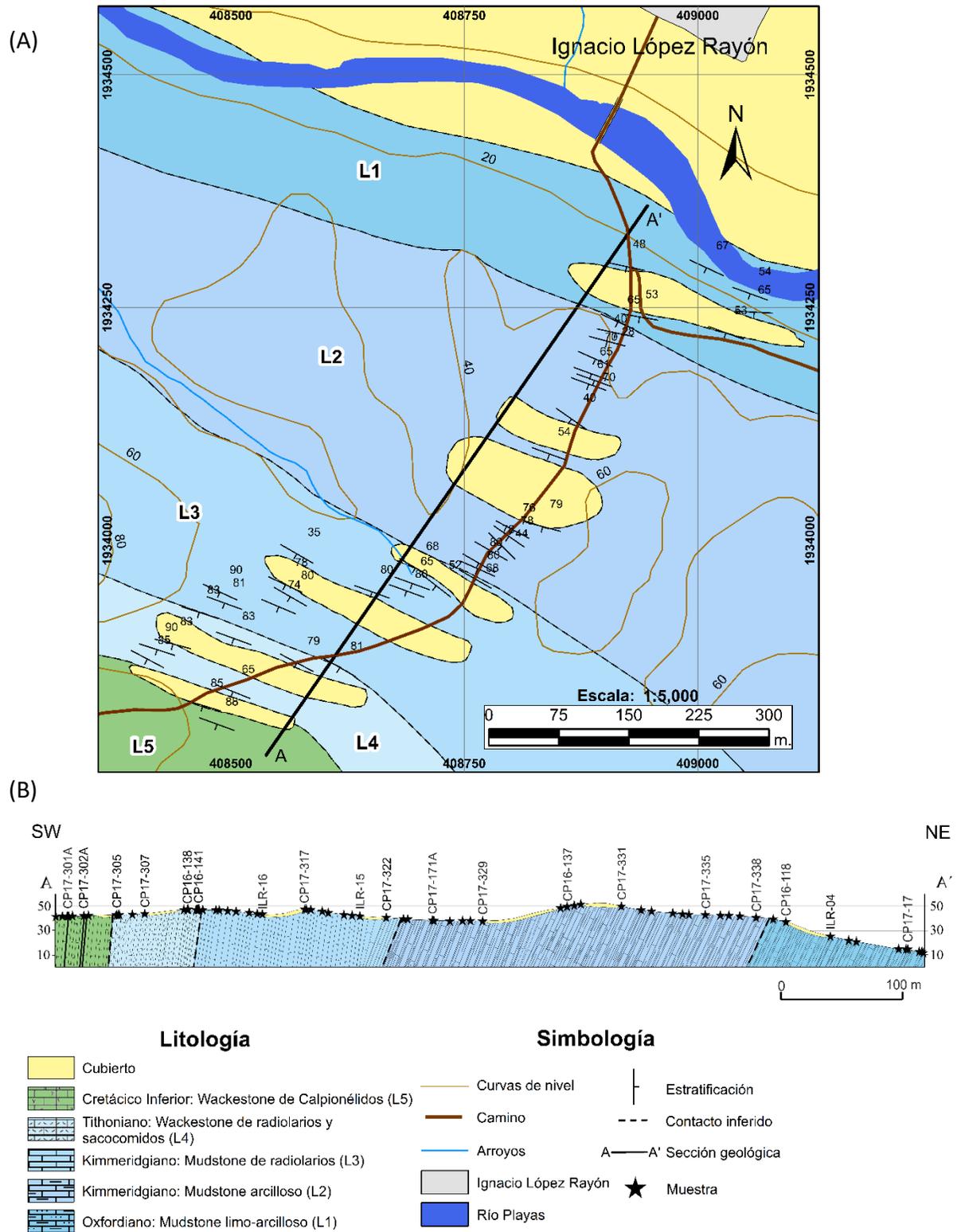
De acuerdo con autores previos, la Formación Chinameca en la región de Cerro Pelón se compone de una sucesión de calizas arcillosas a bituminosas de color gris a gris oscuro y ligeramente arenosa hacia la base con intercalaciones de lutita calcárea de color gris oscuro a negro. La porción superior se presenta en capas delgadas y laminadas, seguida de capas con bandas y lentes (2 a 5 cm) de pedernal negro (Benavides-García, 1950; Ruíz, 1954; Castillo-Tejero, 1955). Esta sucesión sobreyace a capas rojas que han sido denominadas Formación Salina (Benavides-García, 1950; Galicia-Flores y Lazcano-Camacho, 2018) e infrayace a marga y lutita de la Formación Méndez (Benavides-García, 1950).

En este capítulo se describe a detalle las litofacies, las microfacies, el ambiente sedimentario de depósito, la edad y las características de rayos gamma de la sección medida de la Formación Chinameca del Jurásico Superior en la localidad de Ignacio López Rayón (ILR). La sección se ubica en el mapa geológico a escala 1:5000 de la Figura 4. La columna estratigráfica medida tiene un espesor de 627 m, ver Figura 5A.

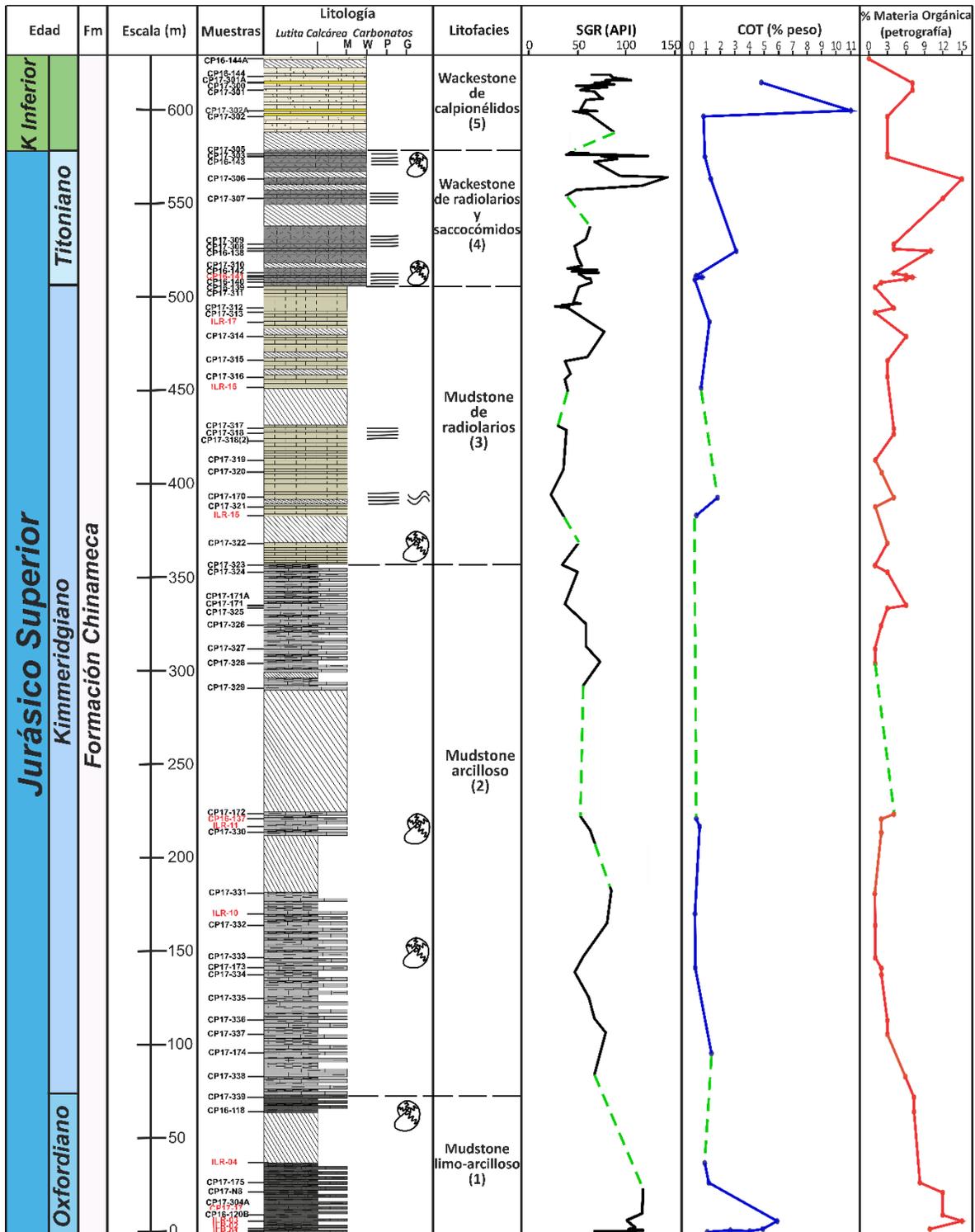
### 2.1 Litofacies y Microfacies

Se determinaron cinco litofacies y nueve microfacies que a continuación, se describen de base a cima de la sucesión sedimentaria.

**Litofacies 1 (Mudstone limo-arcilloso).** Sucesión sedimentaria de 77 m de espesor con intervalos no aflorantes (Figura 5A). Presenta estratos delgados de 5 a 20 cm (Figura 6A), algunos pocos llegando a medir hasta 30 cm de espesor con intercalaciones de lutita calcárea. Las rocas son de color gris oscuro (N3) y presentan textura fina y aspecto limo-arcilloso. La superficie de estratificación es plana y la geometría de los estratos es tabular (Figura 6B). Esta litofacies se caracteriza por presentar abundante materia orgánica, abundantes amonitas y pequeños (1 cm) trozos de madera. La base de esta litofacies no se observa, pero se infiere que se depositó sobre rocas terrígenas de la Formación Salina (Benavides-García, 1950), las cuales se pudieron observar en campo a 400 m de distancia de las rocas que se ven en la parte inferior de esta litofacies, sin embargo, en medio de estas

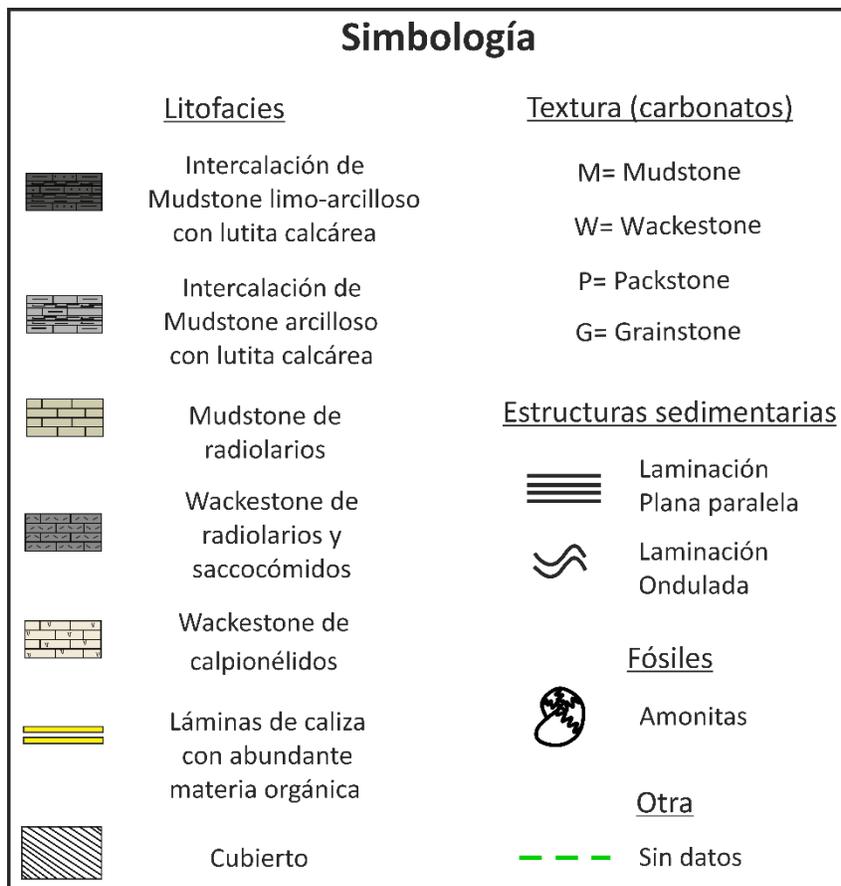


**Figura 4.** (A) Mapa geológico en el área de estudio de Ignacio López Rayón. (B) Sección geológica con la ubicación de las muestras colectadas en campo y contactos inferidos entre los diferentes pisos del Jurásico Superior. Geología basada en Benavides-García (1950) en mapa base topográfico carta E15C37 (INEGI,2015).

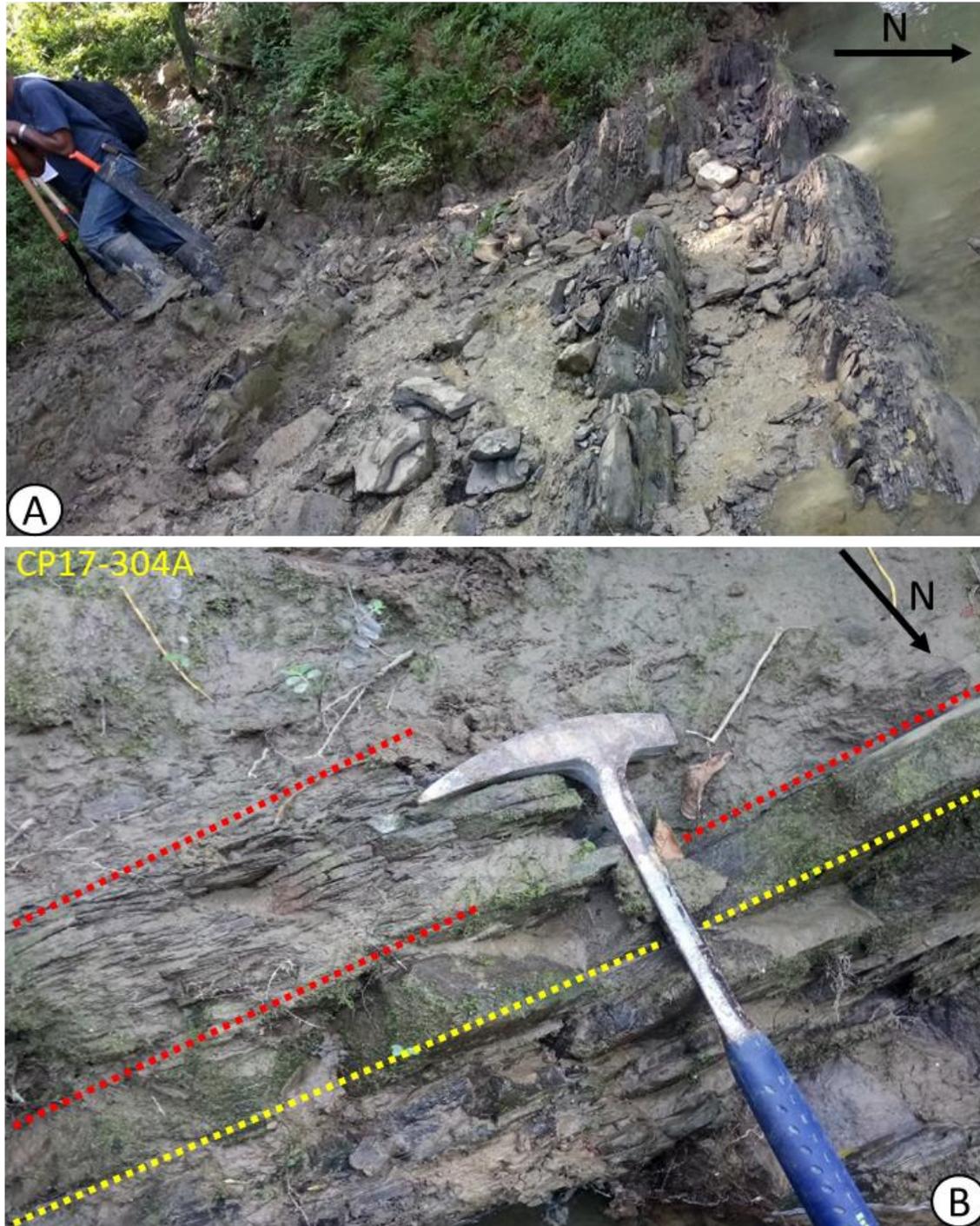


**Figura 5A.** Columna estratigráfica con los resultados obtenidos en este trabajo. Se muestra la edad de la columna estudiada, la ubicación de las muestras colectadas, las cinco litofacies identificadas en la sección Ignacio López Rayón, así como el registro de Rayos Gamma Total (SGR), los porcentajes de Carbón Orgánico Total (COT) y el porcentaje visual de materia orgánica en lámina delgada

estándar. La estratigrafía de esta región fue reportada por Benavides en 1950. La simbología de la columna estratigráfica aparece en la figura 5B.



**Figura 5B.** Simbología de la figura 5A.



**Figura 6.** Afloramientos mostrando las características sedimentológicas de las capas que conforman la litofacies 1. (A) Caliza limosa de 5 a 20 cm y lutita calcárea en capas de 1 a 5 cm. (B) Detalle de capas de 10 cm a 5 cm de caliza limo-arcillosa (línea amarilla) intercaladas con lutita calcárea (líneas rojas) de 1 a 2 cm. La clave CP17-304A se refiere a ubicación estratigráfica en figura 5A Esto es aplicable para todas las claves en las subsecuentes fotografías.

dos unidades litológicas pasa el Río Playas y hay depósitos cuaternarios impidiendo observar el contacto entre las formaciones Salina y Chinameca. Todas las muestras de esta litofacies se clasificaron como mudstone limo-arcilloso por tener textura matriz-soportada con menos del 10 % de aloquímicos. De acuerdo con las características texturales y micropaleontológicas presentes en cada una de las láminas observadas, se determinó una microfacies:

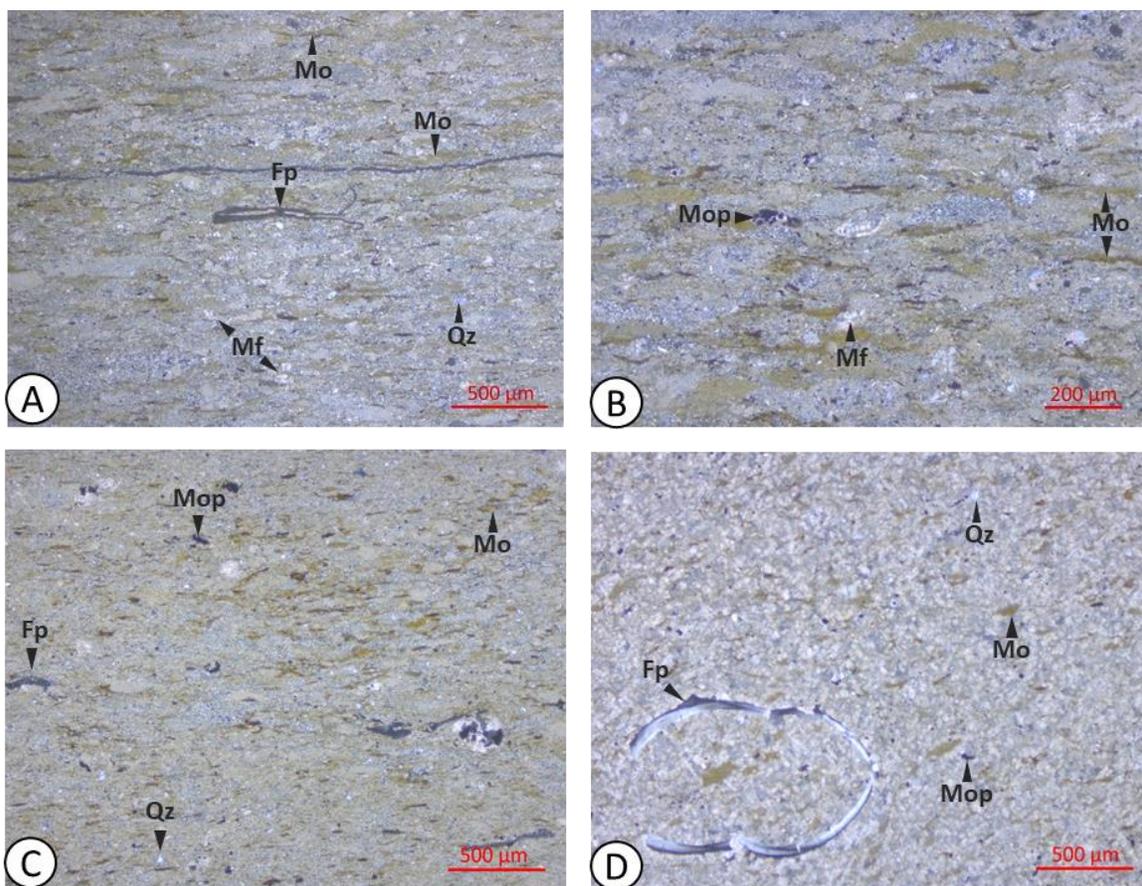
**Microfacies de Mudstone limo-arcilloso de fragmentos de peces (Microfacies 1).** Está compuesta por una matriz micrítica (75-80 %) de color gris medio (N5) en algunas partes esparitizada con abundante materia orgánica (Figura 7) en tonos café-amarillentos, de manera dispersa y en forma de filamentos delgados, la cual disminuye gradualmente su contenido (de 15 a 7 %) hacia la cima de la litofacies en su paso transicional a la litofacies 2. Los aloquímicos que encierra la matriz son: muy comunes a abundantes restos de peces, apareciendo más en la base de la litofacies (figuras 7A y 7D) y disminuyendo su presencia hacia la cima de esta, abundantes microfósiles calcáreos no identificados (Figura 7A y 7B) y escasos pelecípodos. También son abundantes los minerales opacos (Figura 7B y 7C), comunes cristales de cuarzo de tamaño limo (Figura 7D) y raras muscovitas. No se observa bioturbación.

A lo largo del mudstone limo-arcilloso (litofacies 1) no se observaron cambios litológicos, no obstante, su paso al mudstone arcilloso (litofacies 2) es transicional.

**Litofacies 2 (Mudstone arcilloso).** Sucesión sedimentaria carbonatada de 284 m de espesor (Figura 5A). Presenta estratos de 15 a 40 cm de espesor, intercalados con lutita calcárea (Figura 8A). Las rocas son de color gris claro (N7) con textura fina de aspecto arcilloso. La superficie de estratificación es plana y los estratos son de geometría tabular. Presenta abundantes amonitas (Figura 8B). Integrando las observaciones texturales con los aloquímicos presentes se definió una microfacies:

**Microfacies de Mudstone arcilloso (Microfacies 2).** Compuesta por matriz micrítica (90 %) de color gris claro (N7), y en algunos intervalos de color gris medio (N5). Esta microfacies presenta escasa materia orgánica (MO) a excepción de la muestra CP17-338

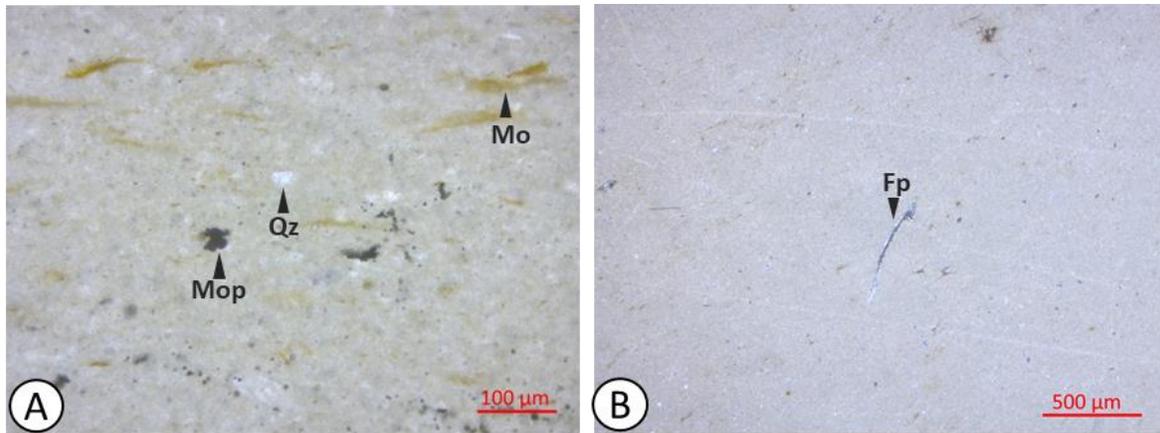
ubicada en la base de la litofacies con 6 %, la materia orgánica está dispersa, y solo en una muestra (CP16-137) se observó en pequeños filamentos (Figura 9A). La matriz engloba raros fragmentos de peces (Figura 9B), estos empiezan a aparecer en el nivel 124 m en la muestra CP17-335 y aumentan su contenido hasta 6 % a la cima de la litofacies (muestra CP17-171A); los microfósiles calcáreos no identificados son muy raros en toda la litofacies, al igual que los braquiópodos, equinodermos y pelecípodos. Los granos de cuarzo (Figura 9B) son escasos en toda la litofacies 2. Son comunes los minerales opacos (Figura 9A) y raros los cristales de muscovita. No presenta bioturbación.



**Figura 7.** Fotomicrografías de mudstone limo-arcilloso (microfacies 1) de la litofacies 1 (ver Figura 5A). (A) Matriz micrítica con abundante materia orgánica en capas filamentosas, asociada a microfósiles calcáreos no identificados, fragmentos de peces y granos de cuarzo (CP17-17). (B) y (C) Muestran que la matriz micrítica con materia orgánica además presenta minerales opacos (CP17-304A). (D) Matriz micrítica recrystalizada a microesparita con materia orgánica y otros componentes (CP16-120B). Abreviaturas: Mo=materia orgánica, Fp=fragmentos de peces, Mop=minerales opacos, Qz=cuarzo, Mf=microfósiles.



**Figura 8.** Imágenes de afloramientos mostrando las características sedimentológicas de las capas de la litofacies 2. (A) Caliza arcillosa con intercalaciones de lutita calcárea. (B) Detalle de molde de amonita en caliza arcillosa.

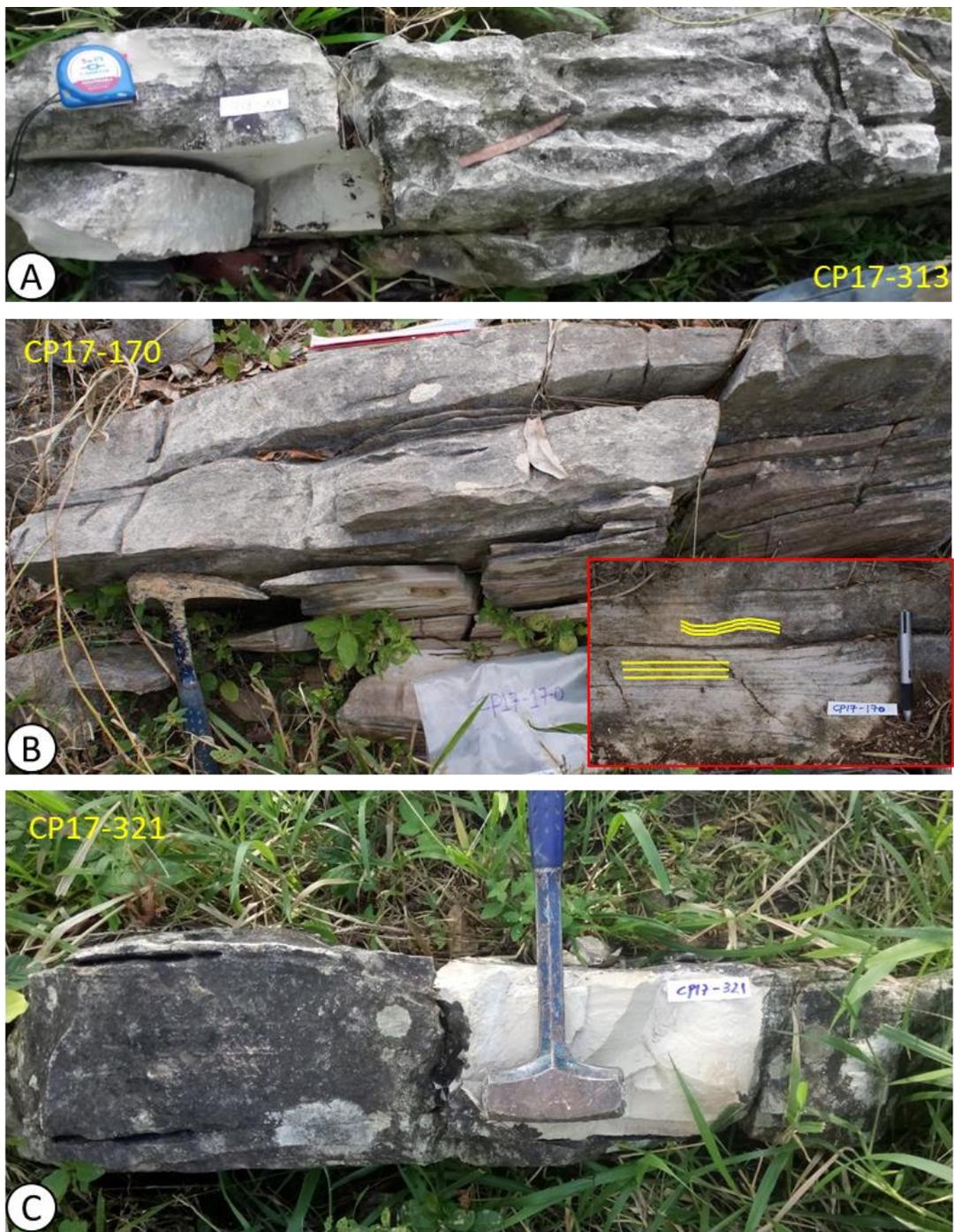


**Figura 9.** Mudstone arcilloso (Microfacies 2) de la litofacies 2 (ver Figura 5A). (A) Fotomicrografía de un mudstone con matriz arcillosa, granos de cuarzo, escasa materia orgánica en forma de filamentos y minerales opacos (CP16-137). (B) Mudstone con traza de fragmentos de peces (CP17-336). Abreviaturas: Mo=materia orgánica, Fp=fragmentos de peces, Mop=minerales opacos, Qz=cuarzo.

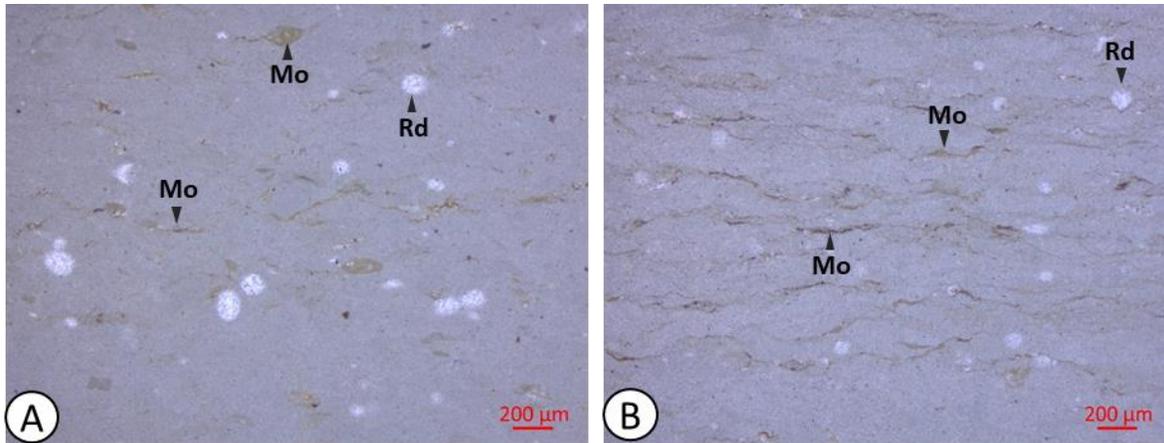
**Litofacies 3 (Mudstone de radiolarios).** Tiene un espesor aproximado de 150 m con intervalos cubiertos (Figura 5A). El espesor de las capas varía entre 10 y 40 cm y son de color gris amarillento (5Y 8/1) a gris claro (N7) (Figura 10A); se observan laminaciones paralela y ondulada (Figura 10B). La superficie de estratificación es plana y la geometría de los estratos es tabular (Figura 10A, 10B y 10C), además presenta abundantes amonitas. Las muestras analizadas para esta litofacies fueron clasificadas como mudstone laminado con radiolarios. Con base en observaciones bajo el microscopio fue determinada una sola microfacies:

**Microfacies de Mudstone laminado de radiolarios (Microfacies 3).** Está compuesta por una matriz micrítica (90 %) de color gris claro medio (N6) con común (6 %) materia orgánica (MO), en tonos café-amarillentos, aumentado su porcentaje en comparación a la litofacies 2; la MO se presenta de manera dispersa (Figura 11A) y en forma de filamentos (Figura 11B). La matriz encierra escasos radiolarios calcitizados (Figura 11), los cuales van aumentando gradualmente de base a cima de la litofacies; los fragmentos de peces son muy raros. Los saccocómidos aparecen desde los 427 m en la muestra CP17-318, y su contenido es muy raro al igual que los pelecípodos y braquiópodos. También se observan escasos cristales de cuarzo, minerales opacos y muscovita. No se observa bioturbación.

Este mudstone de radiolarios de la litofacies 3 pasa transicionalmente a wackestone de radiolarios y saccocómidos (litofacies 4).



**Figura 10.** Fotografías de afloramientos mostrando las características sedimentológicas de las capas de la litofacies 3. (A) Mudstone blanco en capas tabulares de 10 cm; (B) Mudstone en capas tabulares de 15 cm con laminaciones paralela y ondulada (recuadro rojo) interestratificadas con caliza laminada; (C) Mudstone color crema en capas tabulares de 20 cm.



**Figura 11.** Imágenes del mudstone de radiolarios (microfacies 3) de la litofacies 3 (ver Figura 5A). (A) Matriz micrítica con materia orgánica diseminada y escasos radiolarios (CP17-316). (B) Matriz micrítica con materia orgánica en forma de filamentos, asociada con radiolarios (CP17-312). Abreviaturas: Mo=materia orgánica, Rd=radiolarios.

**Litofacies 4 (Wackestone de radiolarios y saccocómidos).** Esta litofacies tiene aproximadamente 72 m de espesor con algunos intervalos cubiertos (Figura 5A). Los estratos de caliza son de 10 a 30 cm; y algunos escasos de hasta 50 cm de espesor, el color de estas rocas es de gris claro (N7) a gris oscuro (N3). Las capas muestran una geometría tabular y superficie de estratificación plana; el contacto entre las capas es neto. Como estructura sedimentaria presentan laminación interna plano-paralela (Figura 12A), también se caracteriza por tener abundante materia orgánica y abundantes amonitas (Figura 12B). Con el estudio petrográfico se definieron cuatro microfacies para la litofacies 4; descritas de la siguiente manera:

**Mudstone-Wackestone laminado de radiolarios (Microfacies 4).** Esta microfacies tiene una matriz micrítica (80 %) en algunas partes esparitizada de color gris medio (N5) con materia orgánica muy común (de 3 a 7 %) en tonos café-amarillentos, dispersa y en forma de filamentos delgados. Hay comunes radiolarios calcitizados del tipo de los espumeláridos y escasos saccocómidos. Otros componentes comunes a escasos son moldes y fragmentos de amonitas y fragmentos de peces que varían en tamaño de 100 a 830μm; también son escasos los fragmentos de pelecípodos, valvas de ostrácodos articulados y desarticulados y



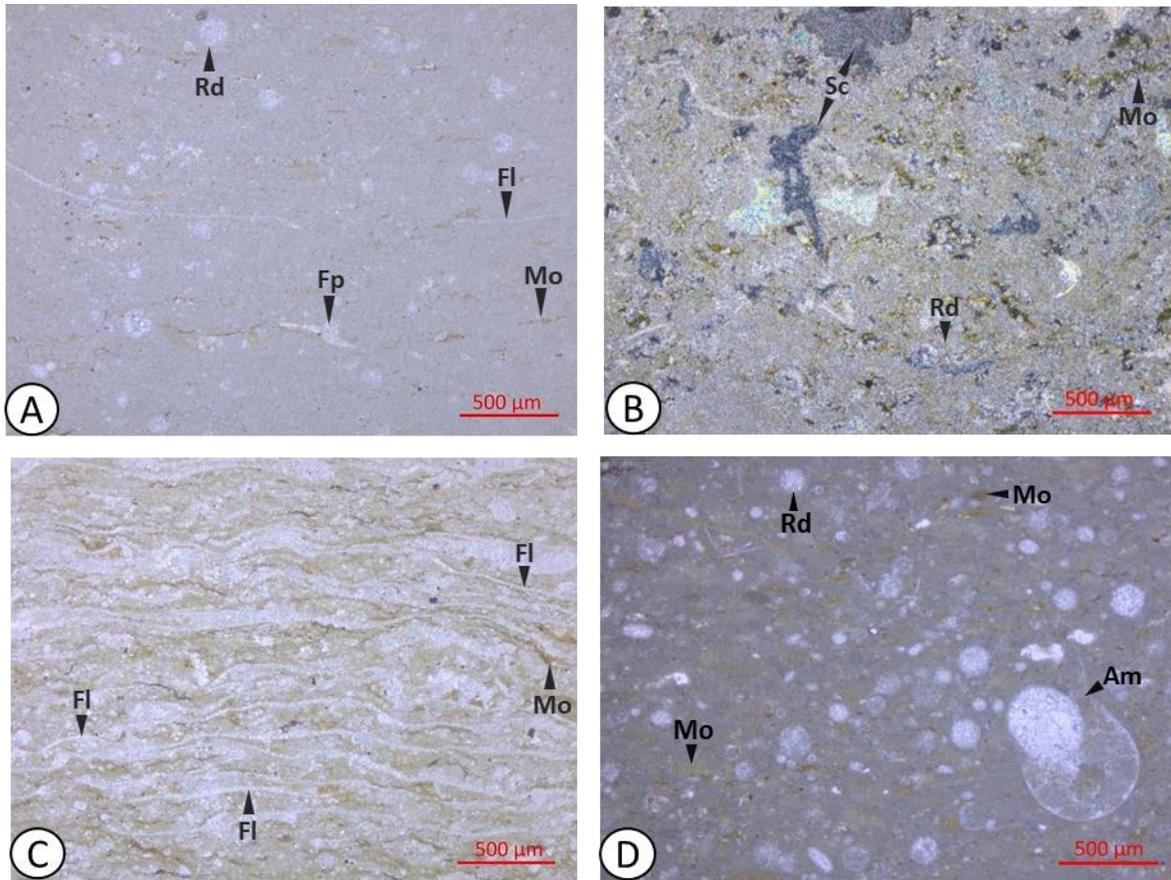
**Figura 12.** Afloramientos mostrando las características sedimentológicas de los estratos de la litofacies 4. (A) Afloramiento de 2 m de espesor conformado por capas tabulares de 15cm de caliza de color gris medio; alguna con laminación plano-paralela (recuadro rojo). (B) caliza de color gris oscuro con materia orgánica en capas de 15 cm interestratificadas con laminaciones de caliza.

microfósiles calcáreos no identificados. Los cristales de cuarzo y muscovita son raros, mientras que los minerales opacos son comunes. (Figura 13A). No presenta bioturbación.

**Wackestone laminado de saccocómidos y radiolarios (Microfacies 5).** Compuesto por una matriz micrítica (70 %) en algunas partes esparitizada de color gris medio (N5) con abundante materia orgánica dispersa y en forma de filamentos delgados. La matriz encierra abundantes saccocómidos y los radiolarios son comunes; en la muestra CP16-140 es donde se presenta la mayor abundancia de saccocómidos, los cuales están bien conservados. Se observan escasos fragmentos de amonitas, microfósiles calcáreos no identificados, filamentos de larvas de bivalvos y fragmentos de peces. Cristales de cuarzo, minerales opacos y muscovita son raros. (Figura 13B). No se observa bioturbación.

**Wackestone-Packstone de filamentos de larvas de bivalvos y radiolarios (Microfacies 6).** Esta microfacies tiene una matriz micrítica (55 %) en algunas partes esparitizada de color gris medio (N5) con abundante (12 %) materia orgánica dispersa en tonos café-amarillentos. La matriz engloba abundantes filamentos de larvas de bivalvos y abundantes radiolarios calcitizados del tipo de espumeláridos. Como componentes escasos los fragmentos de amonitas y los fragmentos de peces. Cristales de cuarzo, minerales opacos y muscovita son escasos. (Figura 13C). No hay presencia de bioturbación.

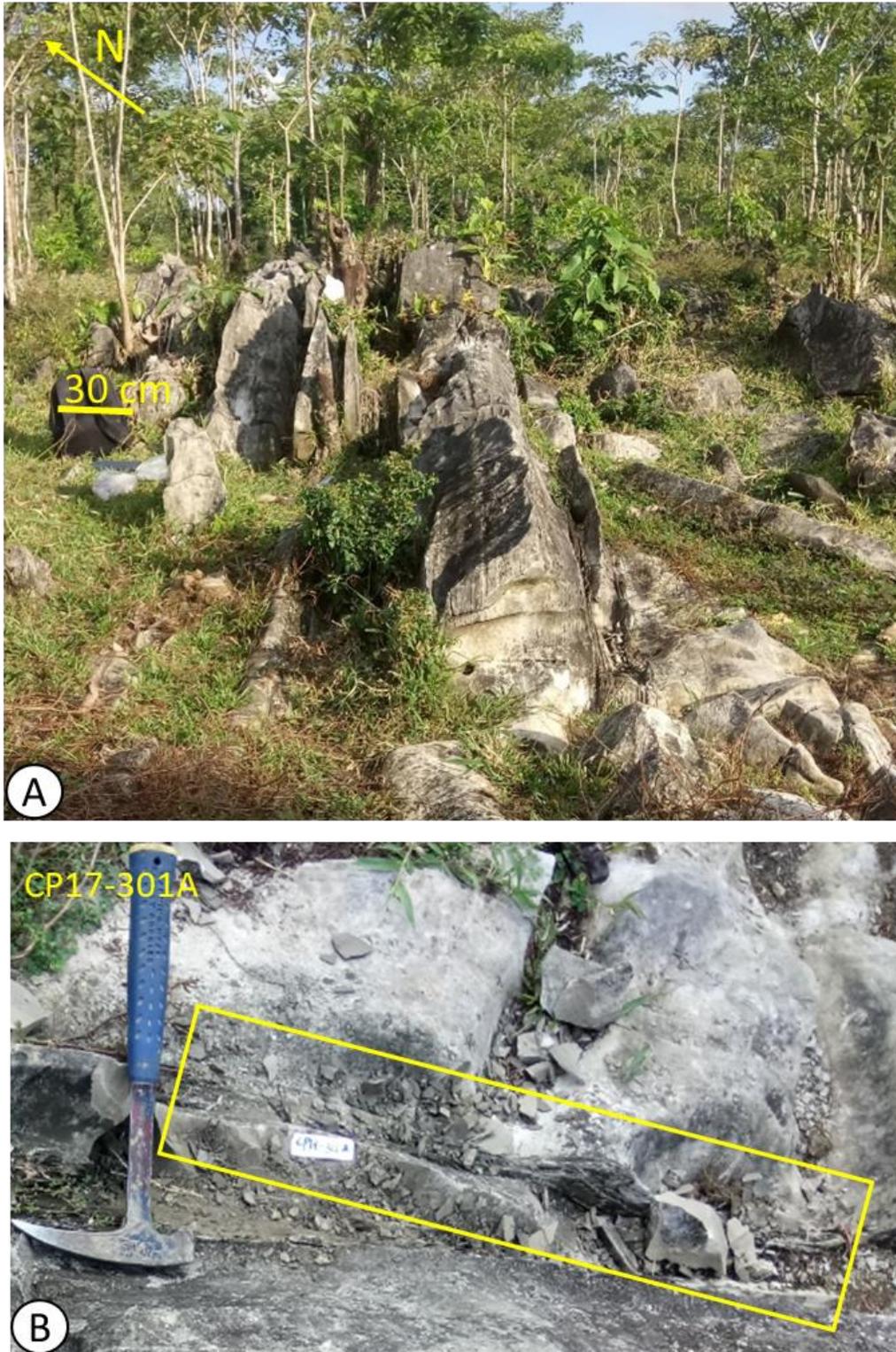
**Wackestone de radiolarios (Microfacies 7).** Esta microfacies tiene una matriz micrítica (80 %) en algunas partes esparitizada de color gris medio (N5) con frecuente (4 %) materia orgánica en tonos café-amarillentos en forma dispersa, y abundante (12 %) en un intervalo (CP17-307), presentándose en forma de filamentos. En la matriz hay abundantes radiolarios calcitizados, del tipo de espumeláridos y naseláridos. Los componentes escasos son moldes de amonitas, valvas de ostrácodos (desarticuladas), fragmentos de pelecípodos y fragmentos de peces. Cristales de cuarzo y minerales opacos son raros. (Figura 13D). No se observa bioturbación.



**Figura 13.** Fotomicrografías de las cuatro microfacies de la litofacies 4 (Wackestone de radiolarios; ver Figura 5A). (A) Microfacies 4: Mudstone-Wackestone con radiolarios, filamentos (concha de larva de bivalvos) y fragmento de peces con escasa materia orgánica diseminada (CP16-139). (B) Microfacies 5: Wackestone de saccocómidos con escasos radiolarios y abundante materia orgánica (CP16-140). (C) Microfacies 6: Wackestone-Packstone de abundantes filamentos de larvas de bivalvos y materia orgánica en forma diseminada (CP16-138). (D) Microfacies 7: Wackestone de abundantes radiolarios y traza de amonitas, con materia orgánica de manera diseminada (CP17-308). Abreviaturas: Mo=materia orgánica, Sc=saccocómidos, Rd=radiolarios, Fp=fragmentos de peces, Fl=filamentos, Am=bordes de concha de amonitas.

Se observa que el paso del wackestone de radiolarios de la litofacies 4 al wackestone de calpionélidos (litofacies 5) es transicional.

**Litofacies 5 (Wackestone de calpionélidos).** Tiene un espesor aproximado de 44 m (Figura 5A) y está constituida por capas de 10, 20, 30 (Figura 14A) y escasas de 40 cm de espesor de color gris amarillento (5Y 8/1), intercaladas con capas delgadas (4 cm) de lutita muy ricas en materia orgánica en la parte media de la litofacies (Figura 14B). La superficie de estratificación es plana y la geometría de los estratos es tabular.

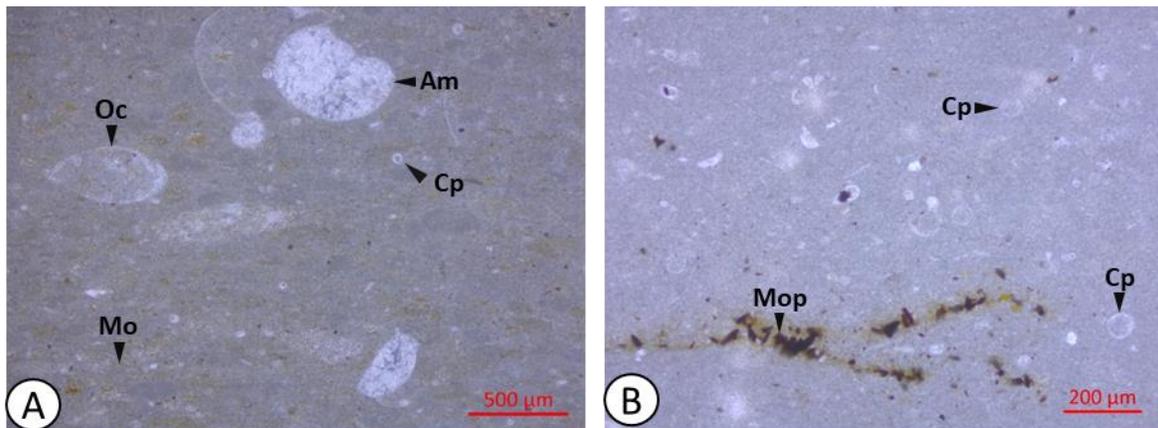


**Figura 14.** Fotografías de afloramientos mostrando características litológicas de la litofacies 5. (A) Estratos tabulares de caliza de 10 a 30 cm de espesor; (B) Caliza interestratificadas con capas de 4 cm de lutita calcárea ricas en materia orgánica.

En la litofacies 5 se determinaron dos microfacies:

**Wackestone de calpionélidos y radiolarios (Microfacies 8).** Está compuesto por una matriz micrítica (80 %) en algunas partes esparitizada de color gris medio (N5) con frecuente materia orgánica en forma dispersa y en tonos café-amarillo verdosos; sin embargo, en la muestra CP16-144 no hay presencia de material orgánico, por el contrario, allí se observa que la muestra presenta un índice de bioturbación tres y la matriz micrítica es de color gris claro (N7). Los aloquímicos embebidos en la matriz son abundantes a muy comunes calpionélidos, comunes a escasos radiolarios calcitizados, comunes valvas de ostrácodos (articulados y desarticulados), escasas amonitelas y raros fragmentos de peces y microfósiles calcáreos no identificados. Como componentes muy raros, gasterópodos y saccocómidos. Cristales de cuarzo y minerales opacos son comunes a escasos. (Figura 15A).

**Mudstone-Wackestone de calpionélidos (Microfacies 9).** Compuesta por una matriz micrítica (85 %) de color gris claro (N7). No se observa bioturbación. Tiene muy comunes calpionélidos, comunes valvas de ostrácodos (desarticuladas), escasos microfósiles calcáreos no identificados, fragmentos de peces y equinodermos. Los minerales opacos son comunes y los cristales de cuarzo y muscovita raros. (Figura 15B).



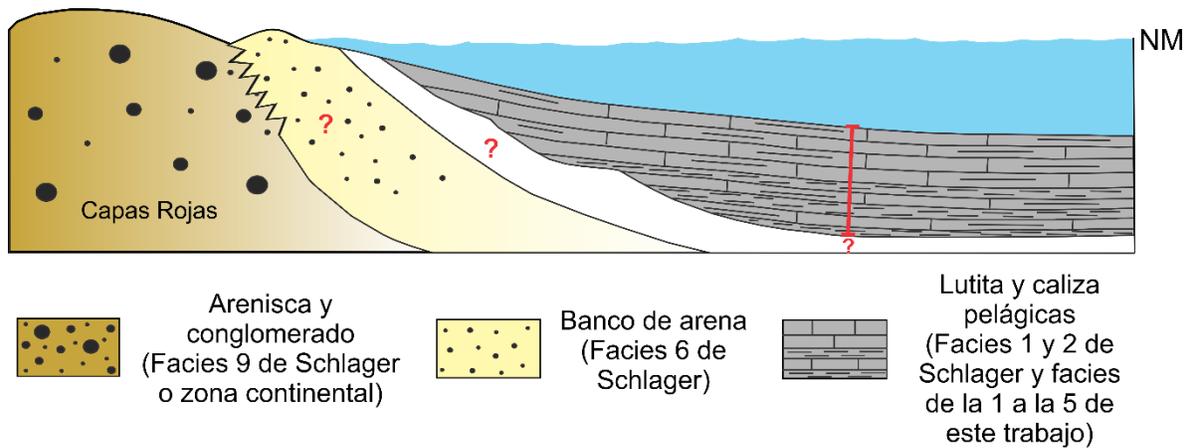
**Figura 15.** Mudstone-wackestone de calpionélidos de la litofacies 5 (ver Figura 5A). (A) Microfacies 8: Wackestone de calpionélidos con radiolarios, fragmentos de ostrácodos y amonitas con materia orgánica diseminada (CP17-301). (B) Microfacies 9: Mudstone-Wackestone de calpionélidos y minerales opacos (CP16-144A). Abreviaturas: Mo=materia orgánica, Cp=calpionélidos, Oc=ostrácodos, Rd=radiolarios, Am= amonitas, Mop=minerales opacos.

### 2.1.1 Ambiente de depósito

La sucesión sedimentaria de ILR está compuesta por litofacies de mudstone arcilloso a wackestone y packstone; se caracteriza por tener matriz de lodo micrítico indicando un depósito en zonas de baja energía por debajo del nivel de oleaje (Wilson, 1975; Flügel, 2010). Las litofacies presentan estratos tabulares en su mayoría delgados (de 5 a 20 cm) y sólo algunos escasos llegan a tener 40 o 50 cm de espesor; en algunas partes presenta laminación interna plano-paralela dada por la presencia de materia orgánica, indicando un ambiente de baja energía o de aguas tranquilas. Estas características, junto con la presencia de abundantes amonitas y microfauna planctónica (radiolarios, saccocómidos y calpionélidos), así como la ausencia de partículas y/o fósiles de ambientes someros o arrecifales (principalmente ooides, peloides, foraminíferos bentónicos, algas, rudistas o crinoides) (Enos, 1983; Wilson y Jordan, 1983; James, 1983) sugieren que el depósito ocurrió en un ambiente pelágico. El término pelágico se utiliza aquí en términos descriptivos que significa depósitos marinos de plataforma externa o mar abierto, sin connotación de profundidad (Stow et al., 1996). Estos depósitos pueden ocurrir en mares epicontinentales, áreas de plataforma externa o en mares profundos sobre corteza oceánica (Scholle et al., 1983 y Schlager, 2005). Los datos estratigráficos y características sedimentológicas y paleontológicas, así como el estudio de microfacies, de la sucesión estudiada indican un ambiente de plataforma externa en zonas de facies de pie de talud a cuenca de acuerdo con la clasificación de microfacies estándar de Wilson (1975) y Flügel (2010). Y de acuerdo con Schlager (2005) a las facies 1 y 2 que son indicativas de un ambiente pelágico.

La figura 16 muestra el modelo hipotético paleo-ambiental para la sucesión carbonatada estudiada basado en el modelo de rampa de Schlager (2005), modificado del modelo estándar de Wilson (1975). Schlager observa que existen cinturones combinados o bien, la no presencia de algunas facies y propone la presencia de la facies 6 que corresponde a un banco de arena de alta energía que termina en una playa, o un acantilado marino (facies 9). Hacia el mar la facies 2 pasa de manera imperceptible al piso de la cuenca. De las facies mencionadas anteriormente, la facies 6 no se observó en la zona de estudio y se cree

que la facies 9 puede corresponder a las capas rojas de la Formación Salina; en cuanto a las facies 1 y 2 de Schlager, serían las facies de la 1 a la 5 de este trabajo.

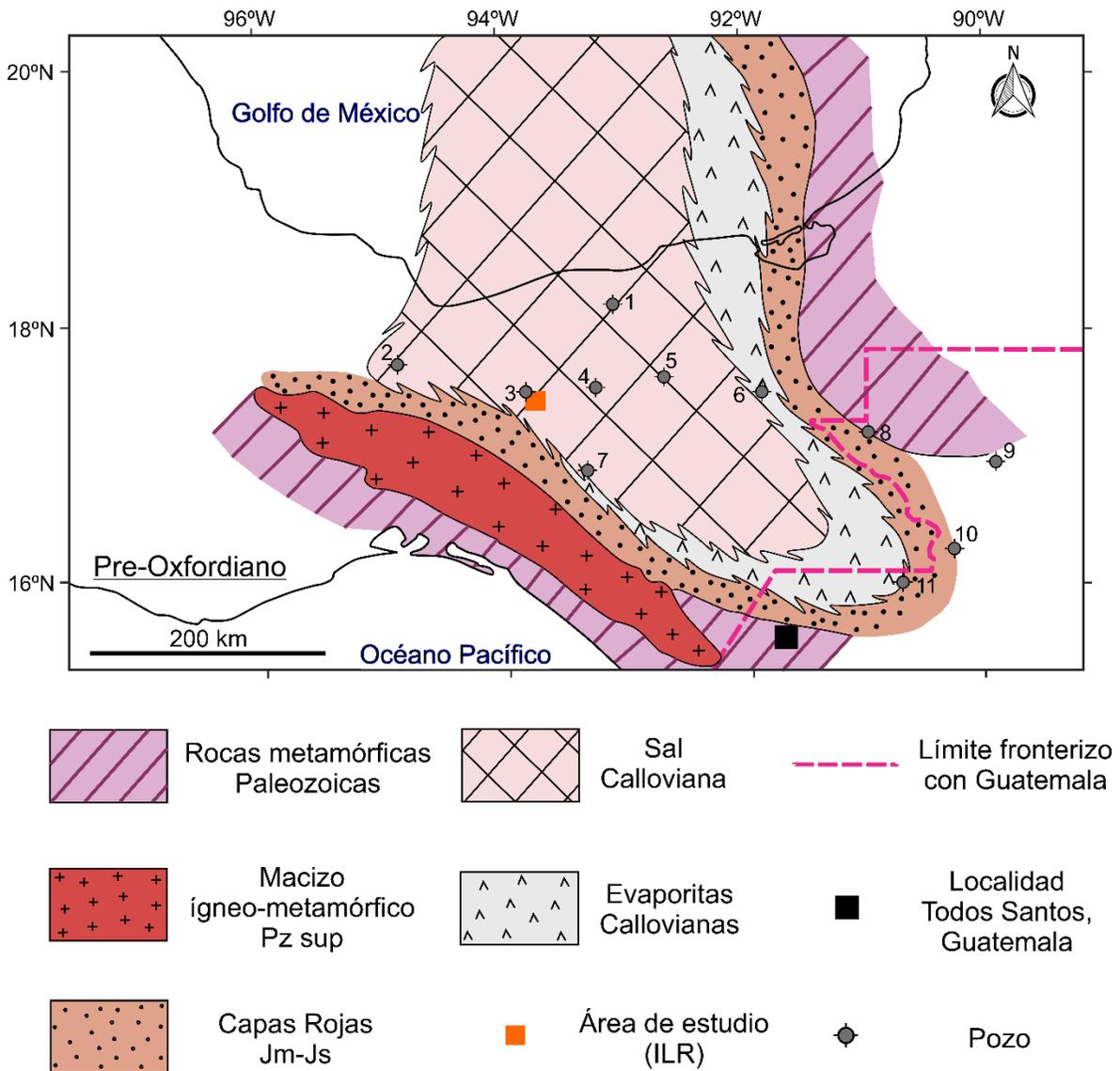


NM: Nivel del mar

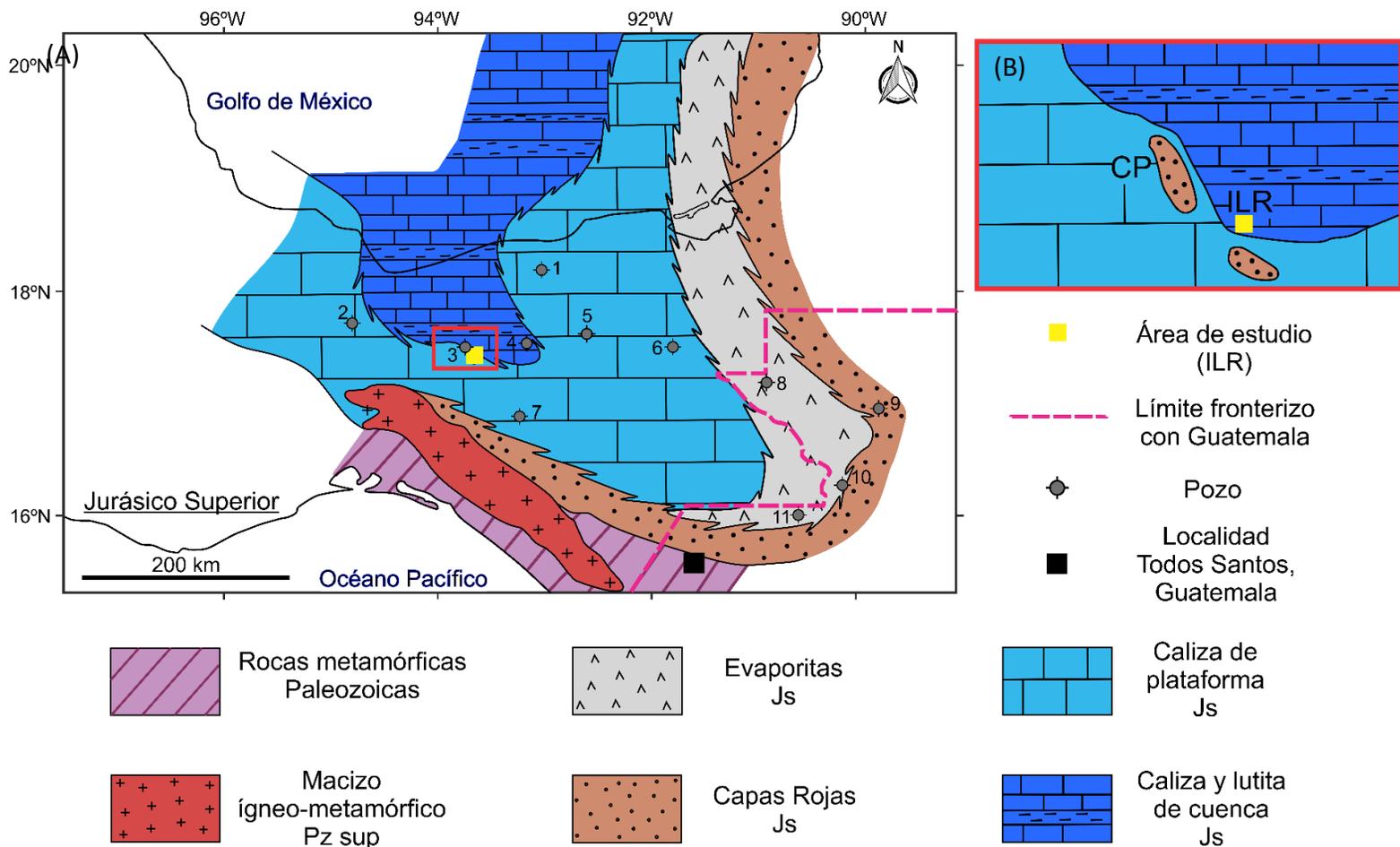
**Figura 16.** Modelo sedimentario para ilustrar la posición hipotética de la sucesión sedimentaria carbonatada-arcillosa de la sección Ignacio López Rayón (ILR) basado en el modelo de rampa de Schlager (2005). En este modelo las facies 9 corresponderían a la Formación Salina (Benavides, 1950) y el banco de arena a la facies 6 del mismo autor. Las facies estudiadas se asocian con las facies 1 y 2 propuestas por Schlager (2005). La línea roja vertical muestra la posición en ILR aproximada de la sucesión estudiada.

A partir del marco estratigráfico regional descrito por autores previos como Viniegra (1971), Pindell (1985), Salvador (1987, 1991), Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001), Godínez-Urban et al. (2011) y con datos estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos y de microfacies descritos y reportados en este trabajo, se elaboraron dos mapas paleogeográficos del SE de México, uno para el pre-Oxfordiano (Figura 17) y otro para el Jurásico Superior (Figura 18). La Figura 17 muestra la distribución hipotética del basamento ígneo-metamórfico y las unidades de capas rojas del Jurásico Medio-Jurásico Superior, evaporitas y sal del Calloviano que fueron cortados por los diferentes pozos. Varios autores han propuesto que los depósitos de evaporitas se dieron de forma contemporánea al depósito de las capas rojas y que para el pre-Oxfordiano en esa zona del sureste de México no había sedimentación marina franca (Viniegra, 1971; Pindell, 1985 y Salvador, 1991). La Figura 18 muestra el inicio de la transgresión del Jurásico Superior con el depósito de sedimentos marinos someros y profundos y la continuación de precipitación de evaporitas (Viniegra, 1971; Salvador, 1991; Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001) y Capas rojas

(Godínez-Urban et al., 2011). En el recuadro rojo se propone un modelo donde localmente existían zonas altas (Cerro Pelón) donde afloran capas rojas sobreyacidas por depósitos de calizas de plataforma en capas gruesas (Rodríguez-Calderón, 2020; Rodríguez-Patiño, 2020); mientras que las facies pelágicas se depositaron en la depresión de Ignacio López Rayón (ILR).



**Figura 17.** Mapa paleogeográfico del SE de México para el pre-Oxfordiano. Las Capas Rojas (arenisca y conglomerado) sobreyacen a rocas ígneas y metamórficas paleozoicas. Las Capas Rojas pueden infrayacer a evaporitas (halita y anhidrita) o bien estar interestratificadas. Mapa basado en datos de afloramientos y pozos con información de Viniegra (1971), Pindell (1985), Salvador (1987, 1991) y Godínez-Urban et al. (2011). Pozos: **1.** Jalupa-3, **2.** Soledad-102, **3.** Río Playas-1, **4.** Camba-11, **5.** Lomas Tristes-1, **6.** Chacamacax-2A, **7.** Turipache, **8.** La Pita-1, **9.** San Francisco-1, **10.** S. Román-1, **11.** Tortugas-1.



**Figura 18.** Mapa paleogeográfico del SE de México para el Jurásico Superior. (A) Distribución de las facies carbonatadas marinas del Jurásico Superior depositadas sobre evaporitas y/o capas rojas. (B) Ampliación del área de Cerro Pelón e Ignacio López Rayón, que muestra las facies carbonatadas de plataforma que sobreyacen a capas rojas, en las cercanías de Cerro Pelón (CP), y las facies pelágicas en la depresión de Ignacio López Rayón (ILR). Mapa basado en datos de afloramientos y de pozos con información de Viniegra (1971), Salvador (1987, 1991), Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001), Godínez-Urban et al. (2011), Rodríguez-Calderón (2020), Rodríguez-Patiño (2020) y este trabajo. Pozos: **1.** Jalupa-3, **2.** Soledad-102, **3.** Río Playas-1, **4.** Camba-11, **5.** Lomas Tristes-1, **6.** Chacamacax-2A, **7.** Turipache, **8.** La Pita-1, **9.** San Francisco-1, **10.** S. Román-1, **11.** Tortugas-1.

## 2.2 Edad

La edad Jurásico Superior para la sucesión sedimentaria de la sección Ignacio López Rayón fue determinada con amonitas y se identificaron los pisos Oxfordiano medio, Kimmeridgiano y Tithoniano (Olóriz et al., 2010; Dra. Ana Bertha Villaseñor, comunicación personal, 2018). El Oxfordiano medio está representado por amonitas del género *Gregoryceras* SPATH 1924 (Ammonitina), obtenidas del mudstone limo-arcilloso con abundante materia orgánica de la litofacies 1 (Olóriz et al., 2010); el Kimmeridgiano fue determinado a partir de amonitas del género *Idoceras* encontradas en el mudstone arcilloso de la litofacies 2 y el mudstone de radiolarios de la litofacies 3 (Dra. Ana Bertha Villaseñor, comunicación personal, 2018). Finalmente, el Tithoniano está representado por el género *Corongoceras* presente en el wackestone de radiolarios de la litofacies 4 (Dra. Ana Bertha Villaseñor, comunicación personal, 2018). Adicionalmente, los abundantes calpionélidos presentes en el wackestone de la litofacies 4 y en el wackestone de la litofacies 5 indican el límite Tithoniano-Berriasiano. Entre las especies encontradas están: *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Remaniella?* sp., *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga* y *Lorenziella?* sp. (Dra. María del Carmen Rosales, comunicación personal, 2018).

## 2.3 Registros de rayos gamma

En la Figura 19 se muestra el registro de rayos gamma (RRG) de la sección Ignacio López Rayón. En la primer columna está representado el RRG total, y en las siguientes columnas el registro espectral de K, Th y U.

En el Apéndice 1 se listan los valores de las 111 lecturas. Los valores de SGR varían entre 24.4 y 144.4 unidades API, mostrando variaciones en todo el perfil estratigráfico. El contenido de K varía entre 0 % y 3.3 % (media de 0.7 %), el de Th varía entre 0 ppm y 10.1 ppm (media de 3.5 ppm) y el contenido de U entre 0.5 ppm y 11.6 ppm (media de 5.1 ppm).

El K y Th se comportan de manera similar, ambos elementos muestran una tendencia general decreciente de base a cima de la columna estratigráfica; sin embargo, en el intervalo de 558 m a 575 m, en la parte alta de la sección, el Th aumenta su contenido a diferencia del K cuyo contenido disminuye. La concentración de U, contrario al comportamiento de K

y Th, tiene una tendencia general creciente de base a cima en la columna, excepto en la base donde su contenido es también alto.

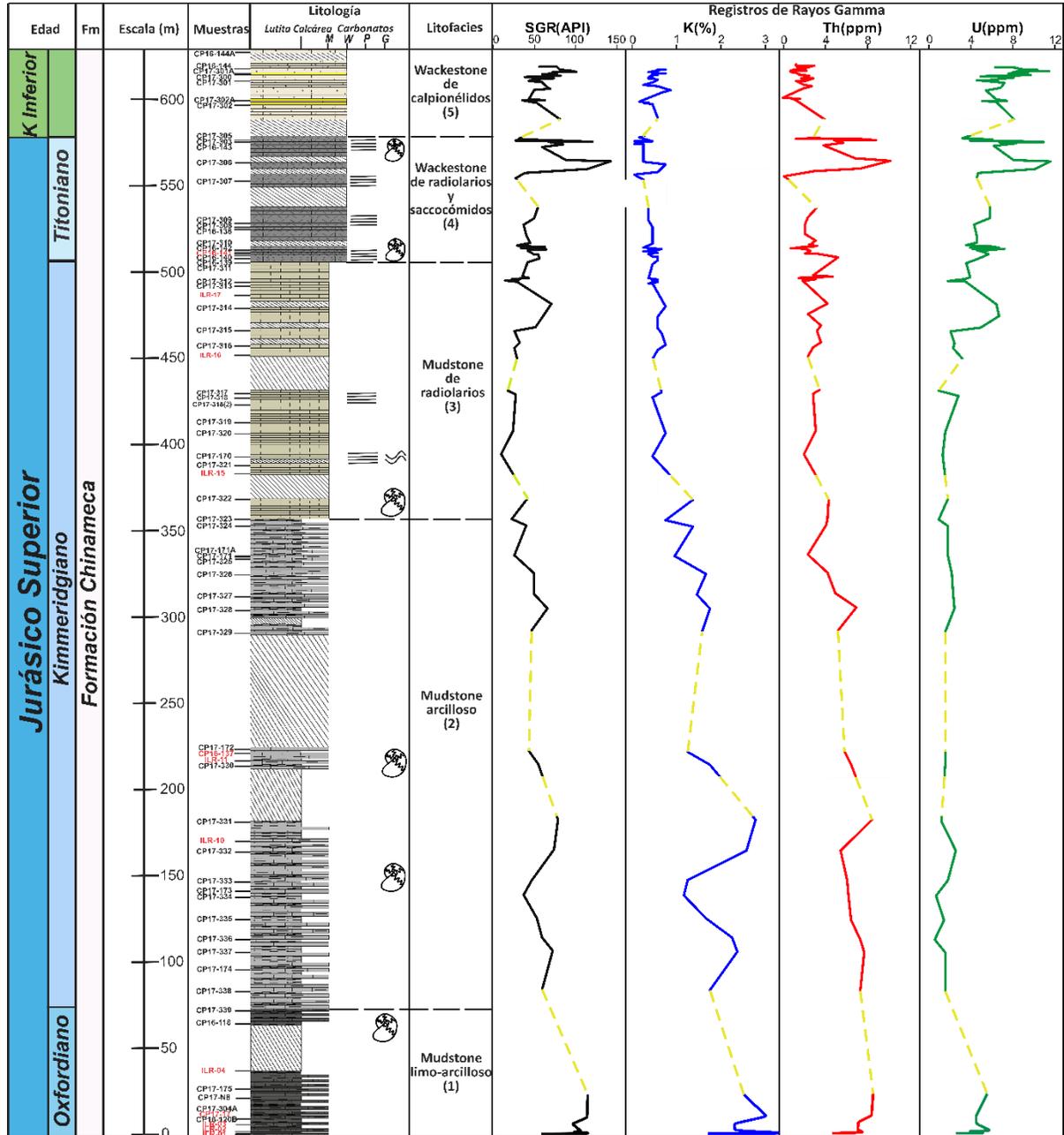


Figura 19. Registro de rayos gamma total (SGR) y espectral (K (%), Th (ppm) y U (ppm)) obtenidos en la sección Ignacio López Rayón. Línea punteada = Sin datos.

En este trabajo la explicación cualitativa de valores altos y/o bajos en cada registro se hizo a partir de los valores máximos tomados como altos y los valores mínimos como bajos.

De la base a la cima, los principales cambios en la curva SGR coinciden con las litofacies establecidas en las observaciones de campo y corroboradas con el estudio petrográfico como sigue:

**Litofacies 1. Mudstone limo-arcilloso:** Los valores de SGR varían entre 67.6 y 118 unidades API. Las lecturas de K varían entre 1.7 y 3.3 % y de Th de 4.7 a 8.5 ppm, algunos de estos valores son altos, indicando alto contenido de arcilla, coincidiendo con las observaciones microscópicas, donde es notable el contenido de arcilla y limo. Los valores de U están un rango de 2.7 a 5.7 ppm, el alto contenido se relaciona con la abundante materia orgánica observada en muestra de mano (fragmentos maderáceos) y en el análisis petrográfico.

**Litofacies 2. Mudstone arcilloso:** Los valores de SGR varían entre 35.2 y 86.4 unidades API. Las contribuciones de K y Th (de 1 a 2.7 % y 2.3 a 8.4 ppm, respectivamente), están asociadas con el contenido de arcilla, mientras que los valores bajos (de 0.5 a 2.6 ppm) de U indican que el contenido de materia orgánica es pobre en comparación a la litofacies 1. Estas interpretaciones además de ser observadas en campo fueron corroboradas con el estudio petrográfico.

**Litofacies 3. Mudstone de radiolarios:** Los valores de SGR varían entre 24.4 y 78.8 unidades API. Los valores de K y Th son bajos comparados con la litofacies 2; 0.3 – 1.3 % de K y 1.4 – 5.1 ppm de Th. El contenido de arcilla en las rocas disminuye comparado con el de la litofacies 2. Además, se refleja un progresivo aumento del U (0.9 - 6.7 ppm), indicando aumento (de pobre a moderado) de la materia orgánica comparado con la contenida en litofacies 2, como se puede observar bajo el microscopio.

**Litofacies 4. Wackestone de radiolarios y saccocómidos:** Los valores de SGR varían entre 39.2 y 144.4 unidades API. El contenido de K y Th es menor que en las litofacies descritas anteriormente; con valores de 0 a 0.7 % y 0 a 10.1 ppm. En estas rocas el contenido de arcilla disminuye en comparación a las tres litofacies anteriores; sin embargo, en el

intervalo (558 a 564 m; ver figura 19) los valores de Th aumentan significativamente junto con los de U, llegando a 10.1 ppm de Th y 11.6 ppm de U. El contenido de uranio indica alto contenido de materia orgánica, lo cual es característico de este horizonte. El incremento notorio de Th según Glover (2013) puede deberse a la presencia de minerales detríticos del tamaño de la arcilla con bajo K y alto Th.

**Litofacies 5. Wackestone de calpionélidos:** Los valores de SGR varían entre 46.8 y 106.8 unidades API. Los estratos que componen esta litofacies presentan valores bajos de K (0.1 a 0.8 %) y de Th (0 a 2.9 ppm). Esto indica bajo contenido de minerales detríticos del tipo de la arcilla. El contenido de U es alto sólo en las capas delgadas (4 cm) de lutita gris oscuro rica en materia orgánica interestratificada entre las calizas blanquecinas. La lutita tiene valores de hasta 11.5 ppm de uranio.

## Capítulo 3. Geoquímica orgánica

### 3.1 Datos de carbono orgánico total (COT) y Pirólisis Rock-Eval

La evaluación de la riqueza orgánica y generación de hidrocarburos de las rocas generadoras se hizo mediante datos geoquímicos de COT y resultados de pirólisis Rock-Eval que incluyen los índices de oxígeno e hidrógeno y de Tmax. El análisis de COT se realizó en veinticinco muestras (Tabla 4). La figura 20 muestra la distribución en la sucesión de ILR. Los valores de COT para la litofacies 1 varían entre 0.85 hasta 5.85 % en peso, indicando un contenido orgánico de regular a excelente; para la litofacies 2 los valores de COT varían de 0.19 a 0.51 % en peso mostrando una riqueza orgánica de regular a pobre; en la litofacies 3 el contenido de COT varía de 0.27 a 1.72 % sugiriendo un contenido orgánico de pobre a bueno; la litofacies 4 con valores de COT que varían de 0.18 a 3.14 % sugiere que el contenido orgánico es de pobre a muy bueno; y por último, la litofacies 5 con valores de COT que van de 0.83 hasta 11.04 % indican un contenido orgánico de regular a excelente; sin embargo, en esta litofacies 5 los valores más altos se deben a capas delgadas (4 cm) de lutita oscura muy rica en materia orgánica que están intercaladas entre las capas de caliza.

Las muestras a las que se les determinó COT (Tabla 4) también fueron caracterizadas mediante el análisis de pirólisis Rock Eval (Tabla 5). El hidrocarburo liberado por cracking del kerógeno (S2) durante la pirólisis es una medida útil para estimar el potencial de generación de las rocas (Peters, 1986). La litofacies 1 presenta valores de S2 muy variables que van de 1.1 a 24.75 mg HC/g de roca, siendo un potencial generador de pobre a excelente; la litofacies 2 se caracteriza por presentar un potencial generador (S2) pobre con valores de 0.05 hasta 1.12 mg HC/g de roca; la litofacies 3 dio valores de S2 desde 0.24 hasta 4.57 mg HC/g de roca, su potencial es de pobre a regular; y finalmente, la litofacies 4 con un S2 de 6.36 mg HC/g de roca tiene un potencial generador bueno. La Figura 21 se muestra el gráfico S2 versus COT que resume lo descrito antes sobre el potencial generador de las muestras analizadas. Por otro lado, el tipo de kerógeno se determinó mediante el pseudo diagrama van Krevelen donde se grafican los índices de hidrógeno (IH) (mg HC / g COT) y oxígeno (IO) (mg CO<sub>2</sub> / COT) (Figura 22).

La figura 23 muestra el diagrama IH vs Tmax que permite determinar el grado de madurez térmica y confirma los tipos de materia orgánica (p.e. Mukhopadhyay et al., 1995; Al-Areeq et al., 2018). De la litofacies 1 se analizaron cinco muestras que grafican en el campo del kerógeno tipo II y III; para caracterizar el kerógeno de la litofacies 2 se contó con tres datos, de los cuales dos parecen ser una mezcla entre kerógeno de tipo II y III y uno (ILR-10) es de tipo III; la litofacies 3 contiene y mezcla entre kerógenos de tipo III y II. Por último, una muestra se caracterizó como kerógeno tipo I para la litofacies 4. De acuerdo con la gráfica de IH vs Tmax, todas las muestras son inmaduras (Figura 23).

Los valores equivalentes de reflectancia de vitrinita se calcularon a partir de datos de Tmax obtenidos de la pirólisis Rock Eval relacionándola matemáticamente con la fórmula  $\%Ro_{cal} = 0.0180 \times Tmax - 7.16$ . (Tabla 5). La litofacies 1 tiene valores de 415 a 432 °C de Tmax y su equivalente de %Ro calculado es de 0.31 a 0.62 respectivamente. La Litofacies 2 presenta valores de Tmax de 420 a 425 °C y de 0.40 a 0.49 de %RoCal. La litofacies 3 con valores de 417 a 419 °C de Tmax y %RoCal de 0.35 a 0.38. Finalmente, la litofacies 4 con un Tmax de 422 °C y su equivalente de %RoCal de 0.44. Estos datos de Tmax indican que las rocas de la Formación Chinameca son térmicamente inmaduras, es decir, la materia orgánica no estuvo sometida a presiones y temperaturas para alcanzar la ventana de generación de hidrocarburos. Sin embargo, los valores de %RoCal, además sugieren que una única muestra del Oxfordiano (ILR-04) con un valor de 0.62 % de Ro (Tabla 5) está en la fase inicial de generación de petróleo. Considerando que el rango de temperatura de la ventana de generación de petróleo es de 50 a 150 °C, el equivalente de Tmax y Ro para este rango (ventana de petróleo) sería aproximadamente de 430 a 530 °C y de 0.5 a 1.4 %, respectivamente, como se muestra en A, B y C de la figura 24. Así, los valores reportados en este trabajo no están en los intervalos de Tmax y Ro mencionados anteriormente indicando que la sucesión sedimentaria de estudio es inmadura (D y E, figura 24).

**Tabla 4.** Valores de COT y litofacies para muestras colectadas en la sección ILR.

<b>Muestra</b>	<b>Litofacies</b>	<b>COT (%peso)</b>
ILR-01	1. Mudstone Limo-arcilloso	1.05
ILR-02		3.93
ILR-03		2.6
CP17-120B		4.86
CP17-17		5.85
CP17-175		1.13
ILR-04		0.85
CP17-174	2. Mudstone arcilloso	1.31
CP17-173		0.2
ILR-10		0.19
ILR-11		0.51
CP16-137		0.28
ILR-15	3. Mudstone de radiolarios	0.27
CP17-170		1.72
ILR-16		0.61
ILR-17		1.17
CP16-140	4. Wackestone de radiolarios y saccocómidos	0.18
CP16-141		0.67
CP16-142		0.27
CP16-138		3.14
CP17-306		1.31
CP17-303		0.93
CP17-302	5. Wackestone de calpionélidos	0.83
CP17-302A		11.04
CP17-301A		4.86

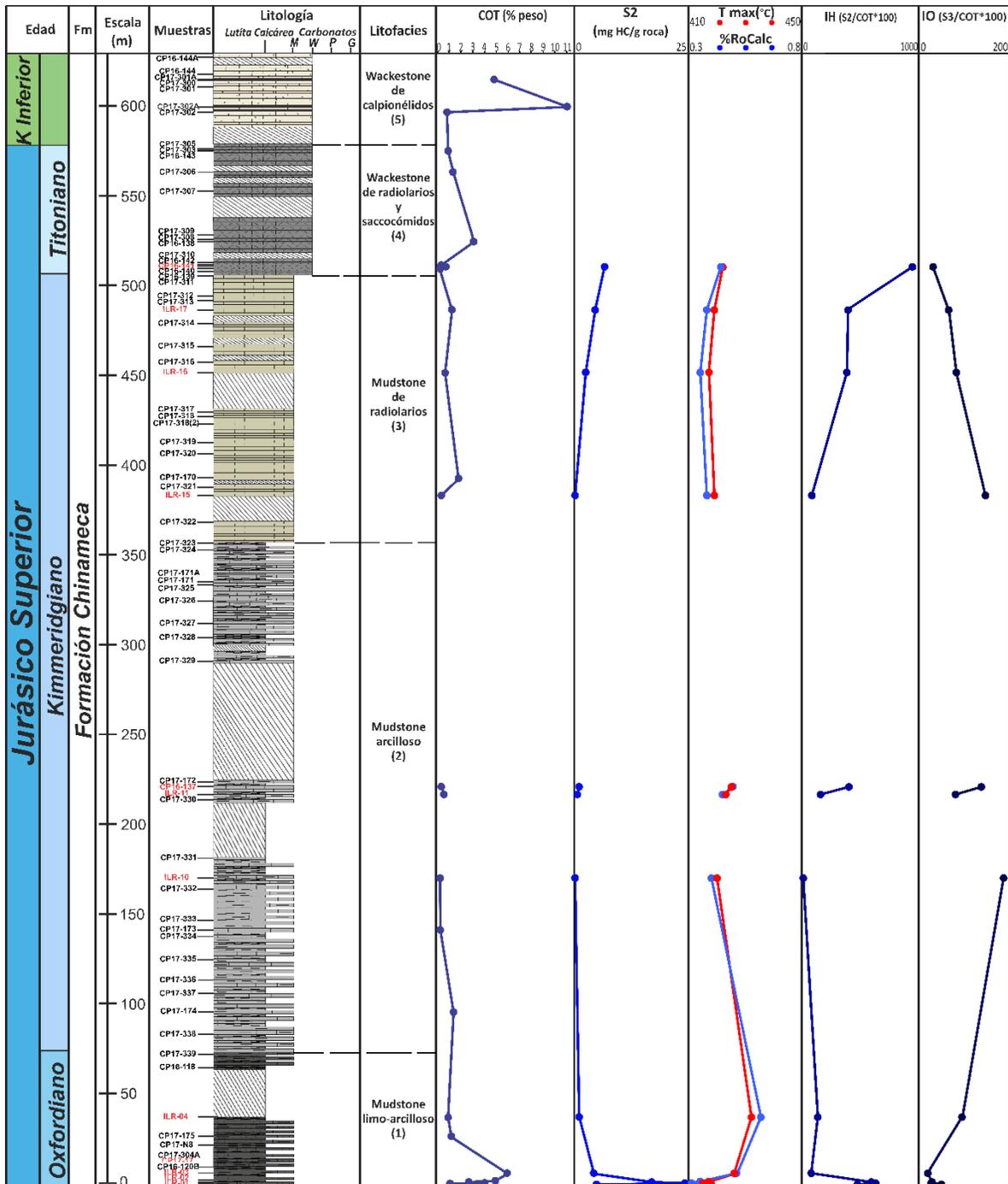
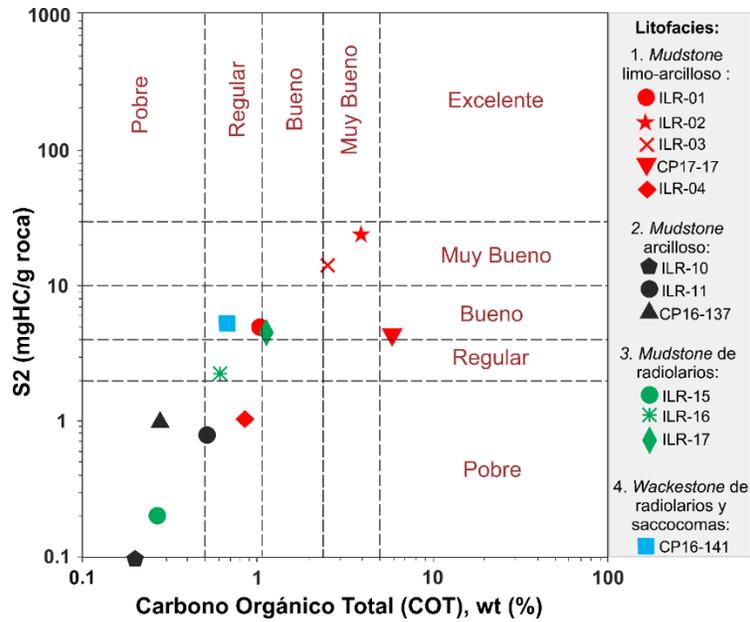


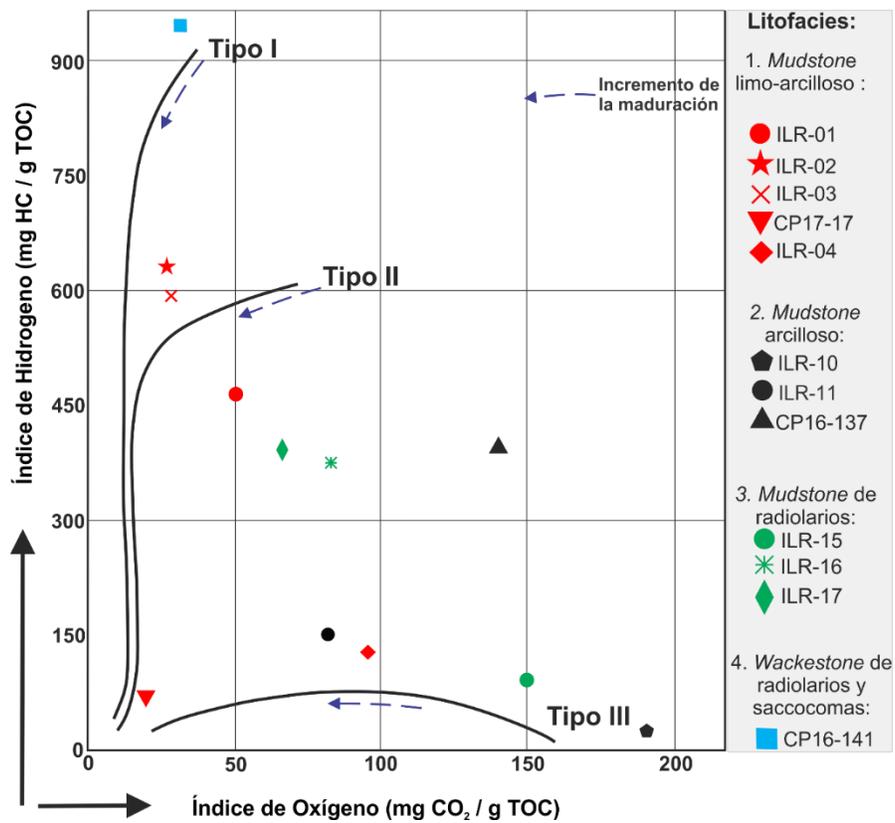
Figura 20. Registros de geoquímica orgánica a partir de los resultados del contenido de COT y pirólisis Rock-Eval (muestras en color rojo) obtenidos de muestras del Jurásico Superior en la sección ILR.

**Tabla 5.** Datos para muestras sección ILR obtenidos a partir del método de pirólisis Rock-Eval. Además, se incluyen valores de COT necesarios para determinar IH y IO.

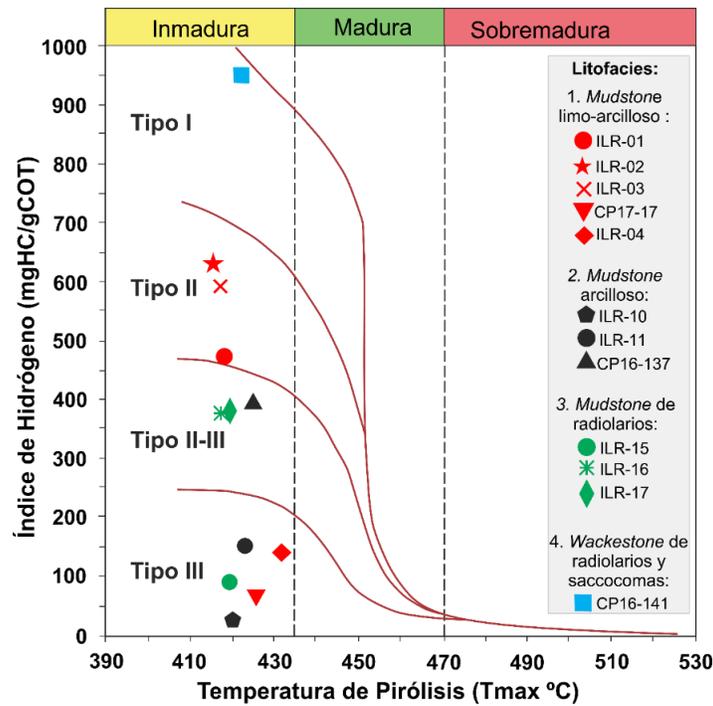
Muestra	Litofacies	TOC (%peso)	S1 (mg HC/g roca)	S2 (mg HC/g roca)	S3 (mg CO <sub>2</sub> /g roca)	Tmax (°C)	%Ro calculado	IH ((S2/TOC) *100)	IO ((S3/TOC) *100)	Tipo de Kerógeno
ILR-01	1	1.05	0.11	4.98	0.52	418	0.36	474	50	II
ILR-02		3.93	0.38	24.75	1.05	415	0.31	630	27	II
ILR-03		2.6	0.20	15.45	0.75	417	0.35	594	29	II
CP17-17		5.85	0.03	4.18	1.15	426	0.51	71	20	III
ILR-04		0.85	0.03	1.1	0.81	432	0.62	129	95	III
ILR-10	2	0.19	0.03	0.05	0.36	420	0.40	26	189	III
ILR-11		0.51	0.04	0.77	0.41	423	0.45	151	80	III
CP16-137		0.28	0.04	1.12	0.39	425	0.49	398	139	II-III
ILR-15	3	0.27	0.02	0.24	0.4	419	0.38	89	148	III
ILR-16		0.61	0.04	2.30	0.5	417	0.35	377	82	II-III
ILR-17		1.17	0.75	4.57	0.76	419	0.38	391	65	II-III
CP16-141	4	0.67	2.14	6.36	0.21	422	0.44	949	31	I
Promedio (excluyendo valores máximos y mínimos)		1.19	0.16	4.11	0.60	421	0.41	330	75	



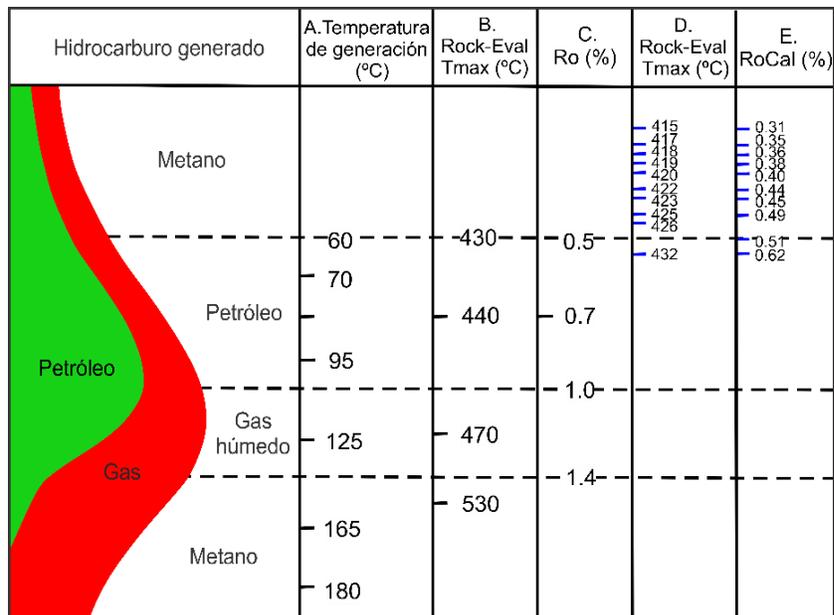
**Figura 21.** Gráfica S2 versus COT que muestra el potencial generador de las rocas estudiadas en el área de Ignacio López Rayón. Tomado de Dembicki (2009) y Al-Areeq et al. (2018).



**Figura 22.** Diagrama de pseudo Van Krevelen para la clasificación de los tipos de kerógenos usando los índices de hidrógeno y oxígeno obtenidos a partir de Pirólisis Rock-Eval. Modificado de Tissot y Welte, 1984.



**Figura 23.** Gráfica del índice de Hidrógeno versus Temperatura de pirólisis para determinar la etapa de madurez térmica y el tipo de materia orgánica de las muestras analizadas de la sección de ILR. Gráfica de Peters y Cassa (1994) modificada por Areeq et al. (2018) y con datos de este trabajo.



**Figura 24.** Relación entre la temperatura de generación de hidrocarburos, Tmax y Ro. A, B y C tomados de Tissot y Welte (1984), Etminan et al. (1984), Mastalerz et al. (2013) y Broadhead y Rinehart (2018). D y E datos obtenidos en este trabajo indicando que la sucesión sedimentaria está inmadura.

## Capítulo 4. Discusión

En la región de Ignacio López Rayón (ILR), la sucesión de capas marinas Jurásicas de la Formación Chinameca tiene un espesor total de 627 m y aparentemente sobreyace discordantemente a rocas siliciclásticas de la Formación Salina y conglomeráticas de la Formación Todos Santos. La relación estratigráfica de la sucesión Jurásica puede observarse en localidades cercanas al Cerro Pelón, donde las capas masivas, de 3 m de espesor, de carbonatos dolomitizados del Jurásico Superior sobreyacen discordantemente a capas de arenisca y conglomerado de tonos rojizos (Benavides-García, 1950; Álvarez-Rangel, 2019; Rodríguez-Calderón, 2020; Rodríguez-Patiño, 2020). La parte superior de la sucesión sedimentaria carbonatada Jurásica pasa transicionalmente a calizas con calpionélidos del Cretácico Inferior. Las descripciones de campo, los datos de rayos gamma y los estudios petrográficos permitieron establecer cinco litofacies que de base a cima de la sucesión son: (1) Mudstone limo-arcilloso, (2) Mudstone arcilloso, (3) Mudstone de radiolarios, (4) Wackestone de radiolarios y saccocómidos y (5) Wackestone de calpionélidos. Los estratos tienen espesores que varían de 5 a 20 cm y escasos llegan a medir 40 cm. Toda la sucesión se caracteriza por la presencia de abundantes amonitas, sobre todo en la parte inferior. Esta sucesión sedimentaria es equivalente en edad a la reportada por Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) y Cantú-Chapa (2009a) en la zona marina de Campeche; sin embargo, las facies de la región marina contienen evaporita y arenisca indicativas de ambientes someros, mientras que las facies de ILR son eminentemente marinas pelágicas con abundante macro- y microfauna pelágica.

La sucesión sedimentaria del Jurásico Superior descrita en el subsuelo de la zona marina de Campeche está compuesta por varios paquetes sedimentarios con edades del Jurásico Superior, y tienen espesores variables entre 400 y 1300 m. Varios autores han reportado estos paquetes sedimentarios con edades del Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001; Cantú-Chapa, 2009a).

La sucesión sedimentaria del Oxfordiano de la zona marina está compuesta hacia la base (Oxfordiano inferior) por: halita, arenisca cuarzosa y anhidrita, y hacia la cima

(Oxfordiano superior) por lodolita, lutita y escasas calizas, con un espesor variable de 280 a 500 m (Meneses de Gyves, 1980; Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001 y Cantú-Chapa, 2009a), que contrasta con los 77 m de mudstone limo arcilloso y lutita calcárea con abundantes amonitas y materia orgánica, de la parte basal de la Formación Chinameca que aflora en la zona de estudio (ILR).

La sucesión del Kimmeridgiano de ILR está compuesta por calizas arcillosas de ambiente pelágico descritas como mudstone arcilloso (2) y mudstone de radiolarios, con espesores de 284 y 150 m, respectivamente; mientras que en la Sonda de Campeche se reportan dolomías, calizas, limolitas de ambiente marino somero, con un espesor aproximado de 400 m (Meneses de Gyves, 1980); lodolitas, calizas dolomitizadas, lutita algácea y calizas oolíticas dolomitizadas con espesores variables desde 63 m hasta 1272 m con un grosor medio de 454 m (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). En un trabajo posterior Cantú-Chapa (2009a) reportó espesores variables entre 400 y 490 m de dolomías. Por otro lado, en la misma región marina de Campeche, en el Bloque Akal del Campo Cantarell, Murillo et al. (2014) describen la sucesión del Kimmeridgiano como un sistema sedimentario mixto terrígeno-carbonatado complejo, de ambiente somero, que comprenden lutita, arcosa, mudstone limo-arcilloso, wackestone y packstone de bioclastos y grainstone de ooides, con un espesor de aproximadamente 550 m. A diferencia de estas facies someras del bloque Akal, las observadas y descritas en ILR son facies marinas pelágicas.

Las rocas del Tithoniano representadas en ILR por Wackestone de radiolarios y calpionélidos, con materia orgánica, y un espesor de 72m, son semejantes a las facies de 40 m de espesor reportadas por Meneses de Gyves (1980) para la Sonda de campeche. También es muy semejante a la sucesión de 290 m de espesor de calizas arcillosas con radiolarios, lutita calcárea con saccocoma y calizas arcillosas con tintínidos descrita por Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001). Adicionalmente, en la misma región marina de Campeche, Cantú-Chapa (2009a) describió una sucesión de 62 a 347 m de espesor, compuesta de carbonatos, lodolitas y lutita bentonítica asociadas a facies profundas semejantes al wackestone de radiolarios y calpionélidos reportados en este trabajo.

La edad asignada, en trabajos previos, para la Formación Chinameca va desde el Kimmeridgiano al Cretácico Inferior (Benavides-García, 1950; Meneses-Rocha, 1987). Sin embargo, los trabajos paleontológicos en la zona marina (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001 y Cantú-Chapa, 2009a) y este trabajo, indican también la presencia de fósiles del Oxfordiano. Las amonitas del género *Gregoryceras* SPATH 1924 (Ammonitina) presentes en la base de la sucesión sedimentaria marina de mudstone limo-arcilloso descrita en este trabajo, indican una edad Oxfordiano medio (Olóriz et al., 2010; Dra. Ana Bertha Villaseñor, comunicación personal), siendo esta, probablemente, la edad más temprana para la base de la Formación Chinameca en la región de ILR. Los especímenes de *Ochetoceras* sp. (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001), *Ochetoceras rioslopezi* n. sp. y *Glochiceras* sp., y fragmentos de *Ochetoceratinae* y *Perisphinctidae* (Cantú-Chapa, 2009a), reportados en la Zona Marina implican una edad Oxfordiano medio para esa sucesión sedimentaria. Los estratos superiores de la sucesión en la parte media de la sucesión de ILR contienen amonitas del género *Idoceras* del Kimmeridgiano (Dra. Ana Bertha Villaseñor, comunicación personal), y en la zona marina de Campeche se reportó *Nebroditites* característico del Kimmeridgiano inferior (Cantú-Chapa, 2009a). Para esa región de Campeche también se asume la presencia de capas del Kimmeridgiano superior debido a que la parte alta de la sucesión cortada por los pozos subyace a rocas datadas como del Tithoniano y asignadas a la Formación Edzna (Cantú-Chapa, 2009a).

En la sección estudiada en ILR, el Tithoniano está representado por amonitas del género *Corongoceras* (Dra. Ana Bertha Villaseñor, comunicación personal). Para sitios cercanos de la Sonda de Campeche, se reportan los géneros *Mazapilites* para el Tithoniano inferior y *Durangites*, *Parodontoceras*, *Salinites*, *Protancyloceras* y *Suarites* para el Tithoniano superior (Cantú-Chapa y Ortuño-Maldonado, 2003).

Las cinco litofacies fueron definidas con observaciones de campo, petrografía y con las curvas de rayos gamma total y espectrales. Además, considerando que el elemento uranio, precipitado en lutita y carbonatos marinos, está asociado al contenido de materia orgánica (Rider, 2000; Luthi, 2001; Glover, 2013), el registro espectral de este elemento determinó la posición de intervalos con elevadas concentraciones de materia orgánica. Estos intervalos

corresponderían principalmente a la litofacies 1 y la litofacies 4, de edad Oxfordiano y Tithoniano, respectivamente (Figura 19). Las facies del Tithoniano descritas en el área de Ignacio López Rayón son semejantes a las reportadas para la región marina de Campeche. Al comparar el registro de rayos gamma de las dos áreas se observó que la curva de rayos gamma en la región de Campeche, cuando pasa de la sucesión del Kimmeridgiano al Tithoniano, se desvía hacia la derecha por cambio de facies (Cantú-Chapa, 2009a). Un comportamiento semejante se observa en el registro de rayos gamma de la sección de este estudio que se atribuye al aumento del contenido de uranio debido a la presencia de materia orgánica. Los valores obtenidos pasan de 6 ppm en el Kimmeridgiano hasta 11.6 ppm en rocas del Tithoniano.

Los niveles estratigráficos con altos valores del contenido de materia orgánica se ubican en el Oxfordiano medio y en el Tithoniano de la sucesión sedimentaria de estudio. La materia orgánica fue determinada mediante observación directa en el microscopio petrográfico, con los análisis de COT (LECO) y con los estudios de pirólisis de Rock-Eval. Además, se utilizaron datos de uranio obtenidos mediante rayos gamma, el cual como se especificó antes está asociado a la materia orgánica (Ellis, 1987).

Las rocas de edad Oxfordiano de ILR tienen alto contenido de materia orgánica; presentan valores de 6 a 15 % por conteo visual (petrografía), de 2 a 6ppm de uranio (rayos gamma) y presentan un contenido orgánico de regular a excelente, con valores de COT (LECO) que varían de 1.05 % a 5.85 %. En el área marina de Campeche, para el mismo intervalo estratigráfico se reportan valores de COT variables de <0.5 % a 4 % (Romero et al., 2001). Aunque, otros autores como Sosa-Patrón y Clara-Valdés (2001), reportan valores de COT bajos < 0.5 % para el sureste mexicano que contrastan con los valores altos (4 a 5.85 %) antes mencionados. En contraste con las rocas del Oxfordiano y Tithoniano, la sucesión carbonatada del Kimmeridgiano en ILR tiene tonalidades claras que son compatibles con escaso contenido de materia orgánica. En este caso la concentración de materia orgánica por conteo visual varía de 0 a 6 %, el uranio de 0.5 a 6.7 ppm y los valores de COT de 0.19 % a 1.72 % de COT. No obstante, algunas rocas de la base y cima de esta sucesión presentan valores mayores a 1 % de COT coincidiendo con los límites transicionales hacia el Oxfordiano

y Tithoniano. Finalmente, la unidad del Tithoniano en la sucesión estudiada tiene un alto contenido de materia orgánica presentando valores que van desde 2 a 15 % por conteo visual, de 3.2 a 11.6 ppm de uranio y valores de COT que varían de 0.18 % a 3.14 %. Este alto contenido de materia orgánica es semejante a lo encontrado en el área marina de Campeche donde se reportan valores de COT altos y muy altos de 1 % a 4 % (Romero et al., 2001). Otros estudios muestran que los valores de COT varían desde 0.19 % a 22.89 % con un promedio de 4 % de COT para el área marina de Campeche (Santamaria-Orozco, 2000; Santamaria-Orozco y Horsfield, 2001).

González y Holguín (1992) consideran que, para la región del sureste de México, incluido el subsuelo de Campeche y Tabasco, la misma sucesión del Tithoniano presenta valores de carbono orgánico que superan el 1 %. Asimismo, Sosa-Patrón y Clara-Valdés (2001) y Clara-Valdés et al. (2009) mencionan que los valores de COT de las rocas del Tithoniano van desde 0.5 % hasta 5 % y de 2 % a 15 %, indicando un contenido orgánico de regular a excelente para las rocas del Tithoniano el subsuelo de esta región.

Los estudios de pirólisis Rock-Eval, en la sucesión sedimentaria de ILR, indican un potencial generador de bueno a muy bueno para dos niveles estratigráficos (Oxfordiano y Tithoniano). Esta sucesión es rica en kerógeno tipo I, II, II-III y III, predominando del tipo II, II-III y III; semejantes a los tipos de kerógeno reportados en el área marina de Campeche, donde Romero et al (2001) señalan que el kerógeno en las rocas del Tithoniano y Oxfordiano varían desde un tipo II-I hasta un II-III. También, Santamaria-Orozco (2000) y Santamaria-Orozco y Horsfield (2001) mencionan un kerógeno tipo I-II para la unidad del Tithoniano. Asimismo, el intervalo estratigráfico de edad Tithoniano de la sucesión estudiada en ILR presenta kerógeno tipo I, semejante a lo reportado por González y Holguín (1992) quienes concluyen que las rocas de esta edad en el sureste mexicano contienen kerógeno de tipo I y II, predominantemente. De igual manera, Sosa-Patrón y Clara-Valdés (2001) y (Clara-Valdés et al., 2009) concluyen también que para dicha región, las rocas del Tithoniano presentan kerógeno tipo II.

Con base en las temperaturas máximas de pirólisis Rock-Eval ( $T_{max}$ ), las rocas del Jurásico Superior estudiadas en ILR son térmicamente inmaduras (de 415 a 432 °C), con una posible temperatura de generación menor a 60 °C (ver figura 24). Mientras que para el sureste mexicano, Sosa-Patrón y Clara-Valdés (2001) para el intervalo del Oxfordiano, indican que el kerógeno se encuentra en estado avanzado de madurez. Sin embargo, de acuerdo con Romero et al. (2001) en algunas zonas del área marina de Campeche las rocas de la sucesión sedimentaria del Oxfordiano están en un rango de inmaduras (< 435 °C) a maduras (> 435 °C). Otros autores como Holguín (1985) y Sosa-Patrón y Clara-Valdés (2001) manifiestan que la sucesión del Tithoniano del SE de México, se encuentra térmicamente madura a sobremadura. De igual modo, González y Holguín (1992) dicen que para la mayor parte de la región, el Tithoniano se encuentra en condiciones de madurez. No obstante, Clara-Valdés et al. (2009) destaca que parte de esta sucesión aún está inmadura (< 430 °C). En el área de marina de Campeche, Santamaria-Orozco y Horsfield (2001) observan que el Tithoniano muestra un rango de madurez de inmaduro a sobremaduro (405 a 467 °C), y Romero et al. (2001) afirman que la mayoría de las rocas del Tithoniano son maduras (de 435 a 460 °C).

## Conclusiones

La sucesión sedimentaria de 627 m de espesor del Jurásico superior de Ignacio López Rayón está compuesta por una sucesión de mudstone y wackestone arcillosos representado por cinco litofacies y nueve microfacies con microfauna planctónica de radiolarios, saccocómidos y calpionélidos, que representan facies marinas pelágicas. La presencia de microfósiles marinos pelágicos y abundantes amonitas en la sucesión estratigráfica estudiada, sugieren que su depósito ocurrió en un ambiente marino de plataforma externa o cuenca.

Las amonitas del género *Gregoryceras* SPATH 1924 (Ammonitina) presentes en la base de la sucesión sedimentaria marina de mudstone limo-arcilloso descrita en este trabajo, indican una edad Oxfordiano medio (Olóriz et al., 2010), y representa la edad más temprana para la Formación Chinameca en la región de Ignacio López Rayón. La parte media de la sucesión contiene amonitas del género *Idoceras* del Kimmeridgiano, mientras que la parte alta de la sucesión contiene *Corongoceras* del Tithoniano.

La materia orgánica se concentra en la parte inferior y superior de la sucesión sedimentaria estudiada con valores de COT de 0.8 hasta 5.85 % y de 0.18 a 3.14 %, respectivamente. Estos valores están soportados con observaciones petrográficas donde los porcentajes visuales para el Oxfordiano varían de 6 a 15 y de 2 a 15 para el Tithoniano, los valores de uranio obtenidos mediante rayos gamma de 2 a 6 ppm para la base de la sucesión y de 3.2 a 11.6 ppm para la cima de esta y, por último, los datos de pirólisis Rock-Eval (S1, S2, S3, IH, IO, Tmax).

De acuerdo con la figura 21 de S2 versus COT, el mejor potencial generador lo presentan las rocas del Oxfordiano medio y del Tithoniano con valores de S2 que varían de 4.175 a 24.75 mg HC/g roca y COT de 0.67 a 5.85 %, considerándose un potencial de bueno a muy bueno. El gráfico del pseudo diagrama de van Krevelen y la gráfica de índice de hidrógeno versus temperatura de pirólisis Rock-Eval (Tmax), indican la presencia de kerógeno tipo I, II, II-III y III, en las rocas del Jurásico Superior de la Formación Chinameca. Además, los valores de Tmax que varían entre 415 y 432 °C señalan que la sucesión estudiada es térmicamente

inmadura, con posibles valores de temperatura de generación por debajo de los 60 °C (Figura 24).

Con lo anterior, se concluye que las rocas Oxfordiano medio y Tithoniano presentan características geoquímicas de roca generadora de hidrocarburos y confirman reportes de otros autores para zonas de Campeche y Villahermosa, en la Cuenca Salina del Istmo.

## Referencias

- Al-Areeq, N.M., Al-Badani, M.A., Salman, A.H. y Albaroot, M.A., 2018. Petroleum source rocks characterization and hydrocarbon generation of the Upper Jurassic succession in Jabal Ayban field, Sabatayn Basin, Yemen. *Egyptian journal of petroleum*, vol. 27 (4), 835-851.
- Álvarez, J.M., 1950. Síntesis Geológica de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 445-452.
- Álvarez-Rangel, S.A., 2019. Modelado del sistema petrolero en el sector del Cerro Pelón, Veracruz, México. Ciudad de México [Tesis de Maestría en revisión]: Instituto de Geología, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ángeles-Aquino, F.J., Reyes-Núñez, J., Quezada-Muñetón, J.M. y Meneses-Rocha, J.J., 1994. Tectonic evolution, structural styles, and oil habitat in Campeche Sound, Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, vol. 44, 53-62.
- Ángeles-Aquino, F. y Cantú-Chapa, A., 2001. Subsurface Upper Jurassic stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico, in C. Bartolini, R.T. Buffler and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 75, 343-352.
- Ángeles-Aquino, F.J., 2006. Monografía Petrolera de la Zona Marina. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 1, 77pp.
- Baccelle, L. y Bosellini, A., 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentarie. *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie)*, Sezione 9, Scienze geologiche e paleontologiche, vol. 1 (3), 59-62.
- Behar, F., Beaumont, V., y Penteadó, H.D.B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. *Oil and Gas Science and Technology*, vol. 56 (2), 111-134.
- Belknap, W.P., Dewan, J.T., Kirkpatrick, C.V., Mott, W.E, Pearson, A.J. y Rabson, W.R, 1959. API Calibration facility for nuclear logs., in *Drilling and production practice*. American Petroleum Institute, 239-317
- Benavides-García, L., 1950. El Anticlinal del Cerro Pelón, Municipio de Minatitlán, Veracruz. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 2 (10), 599-616.
- Benavides-García, L., 1983. Domos salinos del Sureste de México. Origen: Exploración: Importancia económica. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 35 (1), 9-35.
- Bone, S.E., Dynes, J.J, Cliff, J. y Bargar, J.R., 2017. Uranium (IV) adsorption by natural organic matter in anoxic sediments. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 114 (4), 711-716.
- Broadhead, R.F. y Rinehart, A., 2018. The Oil and Natural Gas Potential Of Sandoval County, New Mexico and it's Relationship to Groundwater: Supplementary Report (Revised).

- New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources a Division of New Mexico Tech Socorro, NM 87801.
- Cantú-Chapa, A., 1971. La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, vol. 3 (2), 17-40.
- Cantú-Chapa, A. y Ortuño-Maldonado, E., 2003. The Tithonian (Upper Jurassic) Edzna Formation, an important hydrocarbon reservoir of the Campeche shelf, Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79*, 305-311.
- Cantú-Chapa, A., 2009a. Upper Jurassic stratigraphy (Oxfordian and Kimmeridgian) in petroleum wells of Campeche shelf, Gulf of Mexico, in C. Bartolini and J.R. Román Ramos, eds., *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 90*, 79-91.
- Cantú-Chapa, A., 2009b. Ammonites of the Cretaceous Taraises and lower Tamaulipas formations in eastern Mexico, in C. Bartolini and J.R. Román Ramos, eds., *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 90*, 191-216.
- Carvajal-Ortiz, H. y Gentzis, T., 2015. Critical considerations when assessing hydrocarbon plays using Rock-Eval pyrolysis and organic petrology data: data quality revisited. *International Journal of Coal Geology*, vol. 152, 113–122.
- Castillo-Tejero, C., 1955. Bosquejo estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. 7, 173-212.
- Clara-Valdés, M.d.L., Villanueva-Rodríguez, L. y Caballero-García, E., 2009. Geochemical integration and interpretation of source rocks, oils, and natural gases in southeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 90*, 337-368.
- Coe, A.L., Argles, T.W., Rothery, D.A. y Spicer R.A., 2010. *Geological Fiel Techniques*. Wiley-blackwell, 337 pp.
- Cohen, K.M, Finney, S.C., Gibbard, P.L y Fan, J.X., 2013; actualizada. *The ICS international Chronostratigraphic Chart*. Episodes 36, 199-204.
- Contreras, H. y Castellón, M., 1960. Morfología y origen de los domos salinos del istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 221-242.
- Cumberland, S.A, Douglas, G., Grice, K., y Moreau, J.W., 2016. Uranium mobility in organic matter-rich sediments. A review of geological and geochemical processes. *Earth-Science Reviews*, vol. 159, 160-185
- Dembicki Jr.H., 2009. Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 93, p. 343.
- Dembicki, H., 2016. *Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production*. El Sevier, Estados Unidos, 5-133.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures, in Ham, W.E., Ed., Classification of Carbonate Rocks. A Symposium - American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Dutton, S.P., Ambrose, W.A., Horodecky, B.B. y Loucks, R.G., 2017. Regional Trends in Diagenesis and Reservoir Quality of Jurassic Cotton Valley Sandstones, Northern Gulf of Mexico Basin. Gulf Coast Association of Geological Societies Journal, vol. 6, 47-62.
- Enos, P., 1983. Shelf environment, in P.A., Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore, eds., Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 33 (6), p. 267.
- Ellis, D.V., 1987. Well Logging for Earth Scientists. Elsevier, p. 532.
- Etminan, H., Lambert, I.B., Buchhorn, I., Chaku, S. y Murphy, G.C., 1984. Research into diagenetic and mineralizing processes, Lennard Shelf reef complexes, W. A., in P. G. Purcell, ed., The Canning Basin, W. A. Proceedings of the Geological Society of Australia/ Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, Australia, 447-453.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application (Segunda Edición ed.). Springer., 680-721.
- Galicia-Flores, E. y Lazcano-Camacho, M., 2018. Caracterización sedimentológica de la Formación Salina en el Anticlinal Cerro Pelón. Las Choapas, Ver. Ciudad de México [Tesis de Licenciatura]: Facultad de ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 75 pp.
- Glover, P., 2013. Petrophysics MSc Course Notes. Capítulos 10 y 12, 93-95 y 111-117.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Garza, R.S.M., Iriondo, A., Weber, B., y López-Martínez, M., 2011. Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. The Geological Society of America, vol. 7 (1), 121-144.
- González G.R. y Holguín Q.N., 1992. Las rocas generadoras de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 42 (1), 16-30.
- Grajales-Nishimura, J.M., Cedillo-Pardo E., Rosales-Domínguez C., Morán-Zenteno D.J., Álvarez W., Claeys P., Ruíz-Morales J., García- Hernández J., Padilla-Avila P. y Sánchez-Ríos A., 2000. Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. Geology, vol. 28 (4), 307-310.
- Handford, C.R. y Baria, L.R., 2007. Geometry and seismic geomorphology of carbonate shoreface clinoforms, Jurassic Smackover Formation, north Louisiana. Geological Society, London, Special Publications, vol. 277 (1), 171-185.
- Holguín, Q.N., 1985. Evaluación geoquímica del sureste de México. Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos petroleros, vol. 37 (1), 3-48.
- Huc, A.Y., 2013. Geochemistry of fossil fuels from Conventional to Unconventional Hydrocarbon Systems. Editions Technip, Paris, 96-113.

- Hudec, M.R., Norton, I.O., Jackson, M.P. y Peel, F.J., 2013. Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin Gulf of Mexico Jurassic Evolution. American Association of Petroleum Geologist bulletin, vol. 97 (10), 1683-1770.
- Imlay, R.W., 1953. Las Formaciones Jurásicas de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 16, p. 27
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía-INEGI, 2015. Conjuntos de datos vectoriales de información topográfica a escala 1:50000 con claves: E15C16, E15C17, E15C26, E15C27, E15C36 y E15C37 obtenidos de: <http://www.beta.inegi.org.mx/app/mapas/>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía-INEGI, 2016. División política estatal 1:250000. Obtenido de La Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad(CONABIO): [http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/dest\\_2015gw.xml?\\_httpcache=yes&\\_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc\\_html.xsl&\\_indent=no](http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/dest_2015gw.xml?_httpcache=yes&_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no)
- James, N.P., 1983. Reef Environment, in Scholle, P.A., Bebout, D.G. and Moore, C.H., eds., Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 33 (8), p. 344.
- Jarvie, D.M., 1991. Source and migration processes and evaluation techniques: Total Organic Carbon (TOC) Analysis, Merrill, R.K., Ed., Tulsa, Treatise of Petroleum Geology. American Association of Petroleum Geologist, 113-118.
- Jarvie D.M., Hill, R.J. y Pollastro, R.M., 2005. Assessment of the Gas Potential and Yields from shales: The Barnett Shale Model, in B.J. Cardott, ed., Unconventional Gas of the Southern Mid-Continent 2004 Symposium. Oklahoma Geological Survey, Circular 110, 37-50.
- Lafargue, E., Marquis, F., y Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. Revue de l'institut français du pétrole, vol. 53 (4), 421-437.
- López-Ortiz, R.L., 1962. Geología y posibilidades petroleras de los sedimentos cretácicos en la parte sureste del frente de la Sierra Madre de Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 14, 135-151.
- López-Ramos, E., 1979. Geología de México, Tomo III: México D.F., 446 pp.
- López-Ramos, E., 1981 Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México. Revista del Instituto de Geología, vol. 5 (2), 158-177.
- Luthi, S., 2001. Geological well logs: Their use in reservoir modeling. Springer, New York, 188-197.
- Magoon, L.B., Hudson, T.L. y Cook, H.E., 2001. Pimienta-Tamabra (!)-A Giant Supercharged Petroleum System in the Southern Gulf of Mexico, Onshore and Offshore México. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 75, 83-125.

- Mancini, E.A., Parcell, W.C., Ahr, W.M., Ramirez, V.O., Llinás, J.C. y Cameron, M., 2008. Upper Jurassic up dip stratigraphic trap and associated Smackover microbial and nearshore carbonate facies, eastern Gulf coastal plain. *American Association of Petroleum Geologist*, vol. 92 (4), 417-442.
- Mancini, E. A., 2010. Jurassic depositional systems, facies, and reservoirs of the northern Gulf of Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 60, 481-486.
- Mandujano-Velázquez, J., y Vázquez-Meneses, M.E., 1996. Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 45 (1), 20-45.
- Mandujano-Velázquez, J.J. y Keppie, J.D., 2009. Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec Transform/Ridge with the Middle America Trench. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 327 (1), 55-69.
- Mastalerz, M., Schimmelmann, A., Drobniak, A. y Chen, Y., 2013. Porosity of Devonian and Mississippian New Albany Shale across a maturation gradient: Insights from organic petrology, gas adsorption, and mercury intrusion. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, vol. 97 (10), 1621-1643.
- McCarthy, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K. y Stankiewicz, A., 2011. La Geoquímica Básica del Petróleo Para La Evaluación de las Rocas Generadoras. *Oilfield Review*, Schlumberger, vol. 23, 36-47.
- Meneses de Gyves, J., 1980. Geología de la Sonda de Campeche. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 32, 1-26.
- Meneses-Rocha, J.J., 1985. Tectonic evolution of the Strike-slip Fault province of Chiapas, México [MS thesis]: Austin, University of Texas at Austin.
- Meneses-Rocha, J.J., 1987. Marco tectónico y paleogeografía del Triásico tardío-Jurásico en el sureste de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 39 (12), 3-69.
- Meneses-Rocha, J.J., 2001. Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. *American Association of Petroleum Geologist, Memoir 75*, 183-216.
- Mina, F., 1963. Desarrollo petrolero en México en 1962. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 73-96.
- Mukhopadhyay, P.K., Wade, J.A. y Kruger M.A., 1995. Organic facies and maturation of Jurassic/Cretaceous rocks, and possible oil-source rock correlation based on pyrolysis of asphaltenes, Scotian Basin, Canada. *Organic Geochemistry*, vol. 22 (1), 85-104.
- Müllerried, F.K., 1936. Estratigrafía preterciaria preliminar del Estado de Chiapas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 9 (1), 36 y 37.

- Murillo-Muñetón, G., Velasquillo-Martínez, L.G., Grajales-Nishimura, J.M., García-Hernández J., Aguirre-Cerda E. y Díaz-Vázquez A., 2014. El Jurásico Superior Kimmeridgiano en el Bloque Akal del Campo Cantarell, Región Marina: un sistema mixto carbonatado-terrágeno desarrollado durante un evento extensional. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 57 (1), 1-31.
- Olóriz, F., Villaseñor, A.B. y Grajales-Nishimura, J.M., 2010. Nuevo hallazgo del género *Gregoryceras* SPATH 1924 (Ammonitina) en el SE de México, Veracruz. *Comunicaciones del V congreso del Jurásico de España*.
- Peters, E., 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *American Association of Petroleum Geologist bulletin*, vol. 70 (3), 318-329.
- Peters, E. y Cassa, R., 1994. Applied Source Rock Geochemistry. In Magoon y Dow, eds. *The Petroleum System-from Source to Trap*. American Association of Petroleum Geologist, *Memoir* 60 (5), 93-120.
- Peters, E., Walters, C. y Moldown, M., 2005. *The Biomarker Guide. I. Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History*. Segunda Edición. Cambridge University Press, vol. 1 (1), p. 9.
- Pindell, J. y Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, vol. 1 (2), 179-211.
- Quezada-Muñetón, J.M., 1983. Las Formaciones San Ricardo y Jericó del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 35, 36-64.
- Quezada-Muñetón, J.M., 1987. El Cretácico medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario inferior en la Sierra de Chiapas. *Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica de Mexico*, vol. 39, 3-98.
- Rallakis, D., Michels, R., Brouand, M., Parize, O., y Cathelineau, M., 2019. The Role of Organic Matter on Uranium Precipitation in Zoovch Ovoo, Mongolia. *Minerals*, vol. 9(5), 310.
- Rider, M.H., 2000. *The geological interpretation of well logs (second edition)*. Sutherland, Scotland: Rider-French Consulting Ltd, chapter 7, 69-72
- Rock-Color Chart Committee, 2009. *Geological Rock-Color chart: with genuine Munsell Color chips: Grand Rapids*. Michigan, Geological Society of America-Munsell Color.
- Rodríguez-Calderón, M., 2020. "Origen de las dolomías en roas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, dela región de Cerro Pelón, Las Choapas,Veracruz". Ciudad de México [Tesis de Maestría en revisión]: Instituto de Geología, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 174 pp.
- Rodríguez-Patiño, C.C., 2020. *Sedimentología y origen de las brechas carbonatadas del Jurásico Superior en Cerro Pelón, Veracruz*. Ciudad de México [Tesis de Maestría en revisión]: Instituto de Geología, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Romero-Ibarra, M.A., Medrano-Morales, L. y Maldonado-Villalón, R., 2001. Subsistemas Generadores del Área Marina de Campeche. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 49, 105-115.
- Ruíz, R.J., 1954. Condiciones geológico-petroleras de la región de Pedregal, Estado de Veracruz. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 6 (1), 3-39.
- Salvador, A., 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, vol. 71 (4), 419-451.
- Salvador, A., 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin. The Geological Society of America, The Geology of North America, vol. J, Capítulo 14, 389-444.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 1979. Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 31 (1-2), 67-97.
- Sánchez, M.O., Franco, N.A., Navarrete, S.F. y Martínez, M.G., 2004. Estratigrafía y Evolución de Facies del Cretácico Superior en el Sureste De México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, paper N° 697, 40-61.
- Santamaría-Orozco, D.M., 2000. Organic Geochemistry of Tithonian Source Rocks and Associated Oils from the Sonda de Campeche, Mexico. [Ph.D. Tesis]: Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule (RWTH Aachen), Alemania. 192 pp.
- Santamaría-Orozco, D.M., y Horsfield, B., 2001. Tendencias de evolución térmica de la materia orgánica en el área marina de Campeche. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 49, 116-136.
- Santiago-Acevedo, J., 1962. Estructuras de la Porción Occidental del Frente de la Sierra Madre de Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 14 (5 y 6), 111-134.
- Schlager, W., 2005. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. (SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology; N° 8). Tulsa, Oklahoma. Society for Sedimentary Geology, Chapter 4, 55-71.
- Scholle, P.A., Arthur, M.A y Ekdale, A.A, 1983. Pelagic Environment, in P.A. Scholle, D.G. Bebout, and C.H. Moore, eds., Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 33, Capítulo 12, 619-691.
- Scholle, P.A. y Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagénesis. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 77, 459 pp.
- Senftle, J.T., Landis, C.R. y McLaughlin, R.L., 1993. Organic Petrographic Approach to Kerogen Characterization, in M.H. Engel and S.A. Macko, eds., Organic Geochemistry Principles and Applications. Topics in Geobiology, Springer, Boston, MA, vol. 11, Capítulo 15, p. 362.

- Sohl, N.F., Martínez, R.E., Salmeron-Urena, P. y Soto-Jaramillo, F., 1991. Upper Cretaceous. The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado. Geological Society of America, The Geology of North America, vol. J, 205-215.
- Sosa-Patrón, A.A. y Clara-Valdés, M.d.L., 2001. Subsistemas generadores del Sureste de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 49, 85-104.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G y Collinson, J.D., 1996. Deep seas, in H.G. Reading, ed., Sedimentary Environments: Processes, Facies and stratigraphy. Blackwell Publishing, Capítulo 10, p 397.
- Taylor A.M y Goldring R., 1993. Description and análisis of bioturbation and ichnofabric. Journal of the Geological Society, London, vol. 150, 141-148.
- Teichmüller, M., 1989. The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. International Journal of Coal Geology, vol. 12, 1-87.
- Tissot, B., Durand, B., Espitalie, J. y Combaz, A., 1974. Influence of the nature and diagenesis of organic matter in the formation of petroleum. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 58, 499-506.
- Tissot, B., y Welte, D., 1984. Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration. Segunda edición. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, Capítulo 1, 71 y Capítulo 4.8, 151-155.
- Viniegra, F., 1971. Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, vol. 55 (3), 478-494.
- Viveros-Juárez, M., 1962. Estudio de las Calizas Chinameca en la Cuenca Salina del Istmo, Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 22 pp.
- Whelan, J.T y Thompson-Rizer, C.L., 1993. Chemical Methods for Assessing Kerogen and Protokerogen Types and Maturity, in M.H. Engel and S.A. Macko, eds., Organic Geochemistry Principles and Applications. Topics in Geobiology, Springer, Boston, MA, vol. 11, Capítulo 14, p. 292.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlín, p. 351.
- Wilson, J.L y Jordan, C., 1983. Middle shelf environment. Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.). Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 33, Capítulo 7, p. 297.
- Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olaez, N., y Martinez, J., 2011. The transpressive left-lateral Sierra Madre de Chiapas and its buried front in the Tabasco plain (southern Mexico). Journal of the Geological Society, London, vol. 169, p. 144.

Apéndice 1. Datos espectrales y totales de rayos gamma adquiridos en la sección de Ignacio López Rayón.

Espesor (m)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	SGR (API)	Muestra	Litofacies
0	1.7	2.7	4.7	67.6	ILR-01	1
0.5	3.3	5	6.3	118	ILR-02	
1	2.7	3.8	7.4	103.2	ILR-03	
2	2.3	5.7	7	110.4	CP16-120B	
6	2.3	4.5	7.1	101.2	CP17-17	
10	3	4.5	8.3	117.2	CP17-304A	
23	2.5	5.5	8.5	118	CP17-N8	
83.5	1.7	1.6	7.2	68.8	CP17-338	2
106	2.3	1.6	7.6	80	CP17-337	
113.5	2.2	0.5	7.3	68.4	CP17-336	
124.7	1.6	1.4	6.4	62.4	CP17-335	
138.4	1.1	0.7	6.2	48	CP17-334	
147.1	1.2	1.8	6	57.6	CP17-333	
164.5	2.5	2.6	5.4	82.4	CP17-332	
181.9	2.7	1.2	8.4	86.4	CP17-331	
214.3	1.7	1.5	6.4	64.8	CP17-330	
221.8	1.2	1.5	5.8	54.4	CP16-137	
291.3	1.5	1.5	5.2	56.8	CP17-329	
304.6	1.7	2.4	6.9	74	CP17-328	
312.6	1.4	2.3	4.9	60.4	CP17-327	
324.5	1.6	2.2	4.1	59.6	CP17-326	
335	0.9	1.8	2.3	38	CP17-171 y CP17-171A	
352.2	1.3	1.8	4	51.2	CP17-324	
356.2	0.7	0.9	4.2	35.2	CP17-323	
368.1	1.3	1.8	4.3	52.4	CP17-322	3
393.3	0.4	1.3	1.9	24.4	CP17-170	
406.7	0.7	1.6	3.1	36.4	CP17-320	
427.6	0.4	2.8	2.8	40	CP17-318	
430.2	0.6	0.9	3.4	30.4	CP17-317	
449.2	0.4	3.2	2.3	41.2		
454.8	0.5	2.3	2.8	37.6		
457.8	0.7	2.4	3.5	44.4	CP17-316	
464.4	0.6	2	3.2	38.4		
467	0.5	4.9	3.5	61.2	CP17-315	
473.7	0.5	6.7	2.3	70.8		
480.2	0.7	6.4	4.1	78.8	CP17-314	
493.4	0.4	3.4	1.8	40.8	CP17-313	
493.6	0.3	1.8	2.2	28		
494.3	0.5	2.7	3.1	42		

Continuación del Apéndice 1.

Espesor (m)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	SGR (API)	Muestra	Litofacies
494.7	0.4	2.9	1.4	35.2		
495.3	0.5	3.5	4.6	54.4		
496	0.3	3.9	2.8	47.2	CP17-312	3
504.1	0.4	3.5	4.6	52.8		
506.4	0.5	4.6	5.1	65.2	CP17-311	
508.9	0.5	5.4	3.1	63.6		
509	0.4	5.7	2.1	60.4	CP16-139	
510.6	0.3	5.1	2.5	55.6	CP16-140	
511.4	0.5	4.5	2.3	53.2		
511.6	0.4	5.1	1.4	52.8		
511.8	0.4	5.6	1.8	58.4		
512	0.2	6.9	0.7	61.2	CP16-141	
512.2	0.4	7.2	2.3	73.2		
512.4	0.4	4.3	1.7	47.6		
512.6	0.3	4.2	1.8	45.6		
512.8	0.4	4	2.8	49.6		
513	0.5	5	2.4	57.6	CP16-142	
513.15	0.6	3.9	2.9	52.4		
513.3	0.5	6.7	2.6	72		
513.45	0.5	6	3.2	68.8		
513.6	0.6	5.8	2.9	67.6		
513.7	0.5	5.6	2.4	62.4		
514.3	0.2	3.5	2.5	41.2	CP17-310	4
516	0.4	4.6	3.1	55.6		
520	0.4	4.6	2.1	51.6		
526.1	0.4	4.3	2	48.8		
529.9	0.3	5.8	2.3	60.4	CP17-308	
536.9	0.3	5.8	3.4	64.8		
553.3	0.2	4.5	0.1	39.6	CP17-307	
556.4	0	4.7	2.9	49.2		
558.2	0.5	10.1	7.3	118		
562.6	0.7	11.6	10.1	144.4		
563.8	0.2	8.1	6.8	95.2	CP17-306	
571.5	0.2	6.2	3.8	68		
573	0.2	8.3	5.7	92.4		
574.2	0.2	6.7	4.8	76		
574.4	0	11	8.8	123.2		
575	0.2	7.2	7.2	89.6		
575.2	0.2	3.9	1.2	39.2		
575.5	0	6.1	3.4	62.4		

Continuación del Apéndice 1.

Espesor (m)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	SGR (API)	Muestra	Litofacies
576	0.4	3.2	2.8	43.2	CP17-303	4
578.3	0.1	4.3	3.7	50.8	CP17-305	
583	0.6	8.8	4.6	98.4	CP17-302	5
597	0.4	6.5	1.2	63.2		
597.8	0.2	5	0.9	46.8		
598	0.3	7.5	1.6	71.2		
599	0.1	6.5	0	53.6		
604	0.6	5.4	1.8	60		
605.2	0.8	6.8	2.7	78		
606	0.7	6.9	1.9	74		
608	0.5	7.2	1.2	70.4		
608.6	0.2	7.2	2	68.8		
609.6	0.4	4.6	2.8	54.4	CP17-301	
610.1	0.4	5.7	1.7	58.8		
611.1	0.5	8.1	2.4	82.4		
611.8	0.4	6.8	1.6	67.2		
612	0.3	4.9	1.4	49.6	CP17-300	
612.6	0.4	9.7	1.3	89.2		
612.9	0.3	8.3	1.3	76.4		
613.2	0.3	7.6	0.7	68.4		
614.2	0.4	9.4	0.7	84.4		
614.6	0.5	8	2.2	80.8		
614.75	0.5	8.4	1.6	81.6		
614.9	0.7	11.5	0.9	106.8		
615.05	0.6	10.5	1.3	98.8		
615.4	0.4	9.8	1.5	90.8		
615.6	0.5	10.3	1.3	95.6	CP16-144	
615.8	0.3	9.2	2.1	86.8		
617.3	0.6	8	2.9	85.2		
617.45	0.7	6.3	1.2	66.4		
617.6	0.5	8.2	1.2	78.4		