



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis del contacto Jurásico – Cenozoico en el
sur del Anticlinal Cerro Pelón, Graciano Sánchez,
Veracruz.**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Carlos Alberto Nieto Jiménez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Gilberto Silva Romo

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021





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.

Agradecimientos

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IV-100516. Agradecimientos al Seminario Universitario Sobre Investigación en Hidrocarburos (SUIH) por acogerme y brindar los medios para el desarrollo de esta tesis. A la UNAM, Facultad de Ingeniería e Instituto de Geología por ser parte de mi formación académica.

A mis tutores, Dr. Gilberto Silva Romo y Dr. José Manuel Grajales Nishimura. Gracias por sus enseñanzas, consejos y el tiempo invertido en el desarrollo de esta tesis. Los conservaré en mi memoria como mis mayores influencias en la Geología.

Al jurado examinador, Dra. Elena Centeno García, Dr. Enrique Alejandro Gonzales Torres, Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales e Ing. Antonio Orestes de la Rosa Mora por las sugerencias que complementaron y mejoraron el producto final de esta investigación.

Agradezco al Biólogo Jesús Fragoso por su aportación en la realización de los estudios paleontológicos.

Dedico esta tesis a mi madre, hermana, tía Sofía y mi prima Rosalba. Gracias por siempre haberme apoyado, por el amor brindado y el ejemplo de esfuerzo y perseverancia que siempre han mostrado. Siempre las amaré.

A mi primo Elías por ser mi guía y el mejor de los amigos. Gracias por siempre entenderme y apoyarme, eres lo mas cercano a un padre.

A toda mi familia por haber estado indispensablemente, por su amor y apoyo brindado a lo largo de mi vida. Agradezco especialmente a mis tías por haber sido mis madres y a mis primas por ser mis hermanas. Son los pilares de mi vida.

A mis amigos de la preparatoria por las mejores memoranzas. Gracias por todas las risas y por haberse convertido en mi familia. Los quiero.

A mis amigos universitarios por todas las risas, el aprendizaje, las mejores prácticas de campo y todo el cariño. Siempre los recordaré.

Quiero agradecer a todas las personas que he conocido a lo largo de mi vida y que me han brindado experiencias que me ayudaron a evolucionar como persona. Para quienes están y para quienes no, gracias.

Contenido

| | |
|---|----|
| Resumen..... | i |
| Abstract..... | ii |
| Capítulo 1. Introducción | 1 |
| 1.1 Planteamiento del Problema..... | 2 |
| 1.2 Hipótesis | 2 |
| 1.3 Objetivo..... | 2 |
| 1.3.1 Objetivos Particulares | 2 |
| 1.4 Localización y Vías de Acceso | 3 |
| 1.5 Metodología | 4 |
| Capítulo 2. Antecedentes | 5 |
| 2.1. Modelo de Flor Positiva..... | 5 |
| 2.2 Tectónica Salina..... | 6 |
| 2.2.1 Tipos de estructuras salinas..... | 7 |
| 2.2.2 Soldaduras de Sal (Salt Weld) | 11 |
| Capítulo 3. Estratigrafía del Anticlinal de Cerro Pelón | 13 |
| 3.1 Mesozoico | 16 |
| a. Jurásico Inferior-Medio (Formación Salina)..... | 16 |
| i. Edad y Relaciones Estratigráficas..... | 18 |
| ii. Ambiente Sedimentario..... | 18 |
| b. Jurásico Medio-Superior Formación Todos Santos | 18 |
| i. Edad y relaciones estratigráficas..... | 19 |
| ii. Ambiente de Depósito..... | 19 |
| c. Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Formación Chinameca) | 19 |
| i. Edad y relaciones estratigráficas..... | 19 |
| ii. Ambiente Sedimentario..... | 20 |
| d. Cretácico Superior (Formación Méndez)..... | 20 |
| i. Edad y Relaciones Estratigráficas..... | 21 |
| ii. Paleobatimetría..... | 21 |

| | |
|---|----|
| 3.2 Cenozoico | 22 |
| a. Eoceno..... | 22 |
| i. Edad y Relaciones Estratigráficas..... | 23 |
| ii. Paleobatimetría..... | 23 |
| b. Oligoceno..... | 24 |
| i. Edad y Relaciones Estratigráficas..... | 25 |
| ii. Paleobatimetría..... | 25 |
| c. Mioceno | 27 |
| i. Edad y Relaciones Estratigráficas..... | 27 |
| ii. Paleobatimetría..... | 28 |
| Capítulo 4. Resultados | 29 |
| Capítulo 5. Discusión de resultados..... | 33 |
| Capítulo 6. Conclusiones | 38 |
| 7. Referencias..... | 39 |
| Apéndice 1. Cartografía | 41 |
| Mapa Geológico de la Región de San Miguel de Allende-Graciano Sánchez, Veracruz. | 41 |
| Secciones Geológicas Esquemáticas..... | 42 |
| Columnas Litoestratigráficas Esquemáticas | 43 |
| Apéndice 2. Petrografía | 44 |
| Apéndice 3. Paleontología | 53 |

Figuras:

| | |
|--|----|
| Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio. | 3 |
| Figura 2. Esquema de los componentes de un sistema de sal..... | 6 |
| Figura 3. Estructuras salinas..... | 7 |
| Figura 4. Relaciones de espesor, edad y contacto. | 9 |
| Figura 5. Relaciones regionales..... | 10 |
| Figura 6. Tipos de soldaduras salinas..... | 12 |
| Figura 7. Columna cronoestratigráfica general del Anticlinal de Cerro Pelón..... | 14 |
| Figura 8. Litologías de la Formación Salina. | 17 |
| Figura 9. Rocas de la Formación Chinameca..... | 20 |
| Figura 10. Afloramientos del Cretácico Superior. | 21 |
| Figura 11. Litologías en la unidad del Eoceno..... | 24 |
| Figura 12. Afloramientos del Oligoceno | 26 |
| Figura 13. Afloramientos del Mioceno | 28 |
| Figura 14. Mapa geológico y secciones geológicas elaboradas en gabinete. | 31 |
| Figura 15. Columnas litoestratigraficas elaboradas en gabinete..... | 32 |
| Figura 16. Sección esquemática del Anticlinal de Cerro Pelón..... | 34 |
| Figura 17. Ubicación de las fallas del Modelo Estructural (De la Rosa-Mora, 2021)..... | 35 |
| Figura 18. Modelo de soldadura salina propuesto en el presente trabajo. | 36 |
| Deformación por compactación de los moldes de cristales | 46 |

Tablas:

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Tipos de soldaduras con base en el espesor de evaporitas residuales..... | 11 |
| Tabla 2. Tabla de correspondencia entre las sucesiones reconocidas | 15 |
| Tabla 3. Resultados petrográficos. Muestras colectadas en el área de estudio..... | 29 |
| Tabla 4. Resultados cronológicos. Muestras colectadas en el área de estudio..... | 30 |

Resumen

En el Anticlinal Cerro Pelón, cerca de Las Choapas, Veracruz, está expuesta una sucesión continua desde el Jurásico Inferior-Medio hasta el Mioceno. Aunque esta sucesión se puede observar en ambos flancos de la estructura, en la vertiente sur del Cerro Jimbal, no afloran las unidades Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y aparentemente tampoco la unidad Cretácico Superior. En este estudio, con base en un análisis tanto sedimentológico-estratigráfico, como estructural, exploré la siguiente hipótesis: el arreglo estructural de la ladera sur del Cerro Jimbal corresponde con una soldadura de sal. Para lo cual, hice trabajo de campo geológico cerca de Graciano Sánchez y San Miguel de Allende, Veracruz. El resultado principal en Cerro Jimbal: la sucesión clástica, guarda relación con la Formación Salina. En los estudios petrográficos identifiqué grauvaca feldespática, toba, paraconglomerado polimíctico, arenisca tobácea y margas. Los resultados paleontológicos permitieron identificar las siguientes unidades cronoestratigráficas: Cretácico Superior, Eoceno Inferior-Superior, Oligoceno Superior y Mioceno Inferior. El contacto geológico entre la Formación Salina del Jurásico Inferior-Medio y las otras unidades no se observó en el campo. Las relaciones espaciales se infirieron durante la construcción de secciones geológicas y columnas cronoestratigráficas. Los cortes geológicos muestran que, en la porción sudoeste del Cerro Jimbal, las sucesiones cenozoicas están yuxtapuestas por falla normal con la sucesión jurásica. Por el contrario, en la parte sudeste, las rocas jurásicas se yuxtaponen con rocas del Cretácico Superior. Con base en el control cronoestratigráfico, se observó que la sucesión del Eoceno se acuña hacia la porción sudeste. Asimismo, se observa que las sucesiones del Cretácico Superior no presentan continuidad hacia la porción sudoeste. Al integrar los resultados y, sin información del subsuelo, como estudios de reflexión sísmica, concluyo que se descarta la soldadura salina, como explicación del contacto entre las rocas jurásicas de Cerro Jimbal con las rocas estratigráficamente más jóvenes.

Abstract

At the Cerro Pelón Anticline, near Las Choapas, Veracruz has exposed a continuous succession from the Lower-Middle Jurassic to the Miocene. Although this succession can be observed on both flanks of the structure, on the southern slope of Cerro Jimbal, the Upper Jurassic-Lower Cretaceous units do not outcrop, and apparently, neither the Upper Cretaceous unit. In this study, based on sedimentological-stratigraphic and structural analysis, I explored the following hypothesis: the southern Cerro Jimbal slope's structural arrangement corresponds with a salt weld said on. I do geologic fieldwork near Graciano Sánchez and San Miguel de Allende, Veracruz, to solve the problem. The main result in Cerro Jimbal, the clastic succession, corresponds with the Salina Formation. Twelve samples were collected for petrographic and paleontology analysis. I identified feldspathic greywacke, tuff, polymictic paraconglomerate, tuffaceous sandstone, and marl by petrographic studies. The paleontology results allowed the identification of the following chronostratigraphic units: Upper Cretaceous, Lower-Upper Eocene, Upper Oligocene and Lower Miocene. The geologic contact between the Lower-Middle Jurassic age Salina Formation of the and the other units was not observed in the field. The spatial relations were inferred during the construction of geological sections and chronostratigraphic columns. The geological sections show that, through a normal fault, in the Cerro Jimbal southwestern portion, Cenozoic successions are juxtaposed by a normal fault with the Jurassic succession. In contrast, in the southeastern portion. The Jurassic rocks are juxtaposed with Upper Cretaceous rocks. Based on the chronostratigraphic control, it was observed that the Eocene succession is coined towards the southeast portion. Similarly, it is observed that the Upper Cretaceous successions do not present continuity towards the southwest portion. By integrating results and, without subsurface information from seismic reflection studies, I conclude that a salt weld is ruled out—the explanation for the contact between the Jurassic rocks of Cerro Jimbal stratigraphically younger rocks.

Capítulo 1. Introducción

En la porción sur de la República Mexicana, dentro de la zona del Istmo de Tehuantepec se encuentra situada la Cuenca Salina del Istmo (Castillo-Tejero, 1955). Esta cuenca abarca la parte norte del Istmo de Tehuantepec cubriendo el extremo sur del Estado de Veracruz y la porción Oeste del Estado de Tabasco, se localiza entre los $93^{\circ}30'$ y los $95^{\circ}10'$ de longitud y desde los $17^{\circ}40'$ de latitud norte hacia el Golfo de México (Castillo-Tejero, 1955).

La estratigrafía de la Cuenca Salina del Istmo fue descrita de manera general por Benavides (1950); Castillo-Tejero (1955); Acevedo (1962); López-Ortiz (1962); Quezada-Muñetón (1987); Martínez-Castillo (2001) y Magoon et al. (2001) como sucesiones sedimentarias continentales de capas rojas, y marinas compuestas de calizas, margas, conglomerados, areniscas, lutitas calcáreas y escasos horizontes ígneos (tobas). Benavides (1950) fue el primer autor en describir la estratigrafía de la cuenca con base en los afloramientos observados en la estructura Anticlinal de Cerro Pelón. De acuerdo con el autor, la sucesión más vieja está representada por areniscas y conglomerados de la Formación Salina de edad Jurásico-Triásico, dicha formación se encuentra sobreyacida en forma discordante por escasa caliza de plataforma, predominando las calizas pelágicas de la Formación Chinameca de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La unidad Chinameca subyace a una sucesión de marga, lutita y arenisca fina que constituye la Formación Méndez de edad Cretácico Superior. De acuerdo con Centeno-García et al. (en preparación), la sucesión sedimentaria del Cenozoico que sobreyace a la Formación Méndez, está compuesta, de la base a la cima, por las siguientes unidades estratigráficas: marga, lutita, arenisca y conglomerado de edad Eoceno; el Oligoceno está representado por arenisca, marga, lutita y conglomerado de la Formación Depósito. La Formación Depósito infrayace a la sucesión de edad Mioceno, compuesta por marga, lutita y toba (Centeno-García et al., en preparación; Ortega Flores et al., 2018).

En un estudio reciente, Galicia-Flores y Lazcano-Camacho (2018) proponen dividir la sucesión clástica que aflora en el Cerro Pelón y en Cerro Jimbal, en la Formación Salina y la Formación Todos Santos. Con base en la caracterización sedimentológica de las columnas estratigráficas medidas al norte y al sur de la estructura anticlinal, Galicia-Flores y Lazcano-Camacho establecen que la Formación Salina se compone litológicamente por alternancias de arenisca de grano fino con lutita, arenisca de grano fino-medio con lutita y arenisca de grano medio a grueso. Los autores sugieren que se denomine Formación Salina a las rocas expuestas en el Cerro

Jimbal y Formación Todos Santos a las rocas expuestas en el Cerro Pelón. En cuanto a sus relaciones estratigráficas, establecen que la Formación Salina de edad comprendida entre el Jurásico Inferior-Medio (Galicia-Flores y Lazcano-Camacho, 2018) se encuentra sobreyacida discordantemente por la Formación Todos Santos.

El presente estudio se enfoca en el análisis e interpretación del contacto entre las rocas del Jurásico Inferior-Medio (Formación Salina) y aquellas del Cenozoico, observable en la porción sur del Cerro Jimbal que comprende los ejidos de San Miguel de Allende y Graciano Sánchez, mediante un modelo de soldadura salina alterno al modelo propuesto por De la Rosa-Mora (2021).

1.1 Planteamiento del Problema

La estructura anticlinal de Cerro Pelón expone un registro estratigráfico ligado a la Cuenca Salina del Istmo. En ambos flancos del anticlinal se observa la sucesión continua desde el Jurásico Inferior-Medio hasta el Mioceno, sin embargo, en el sector sur del Cerro Jimbal no se reportan las rocas de la Formación Chinameca y, aparentemente, tampoco las rocas de la Formación Méndez. En virtud de esta ausencia, se explora un origen asociado a la tectónica salina.

1.2 Hipótesis

El contacto entre las rocas del Jurásico Inferior-Medio y las rocas del Cenozoico es resultado de una soldadura de sal, la cual se interpreta como la responsable de la ausencia de las rocas de edad Jurásico Superior y Cretácico.

1.3 Objetivo

Analizar y explicar la naturaleza del contacto entre las rocas clásticas del Jurásico Inferior-Medio, y rocas marinas del Cenozoico, en la porción meridional de la estructura Anticlinal de Cerro Pelón mediante un análisis sedimentológico-estratigráfico y estructural, de tal forma que se discierne si dicho contacto corresponde a una soldadura de sal o a un arreglo estructural como lo interpreta De la Rosa-Mora (2021).

1.3.1 Objetivos Particulares

Con el fin de lograr el objetivo planteado en esta tesis, se propone lo siguiente:

1. Cartografiar el área de estudio
2. Construir secciones geológicas y columnas estratigráficas
3. Describir las unidades estratigráficas

1.4 Localización y Vías de Acceso

La zona de estudio (Figura 1) se encuentra ubicada en la porción sur de México, al sur del estado de Veracruz, municipio de Las Choapas, entre las localidades de Graciano Sánchez y San Miguel de Allende. El estudio abarca un área aproximada de 41 Km^2 . Está delimitada por los vértices $93^{\circ}57'$ y $93^{\circ}53'$ de longitud Oeste y los $17^{\circ}29'$ y $17^{\circ}32'$ de latitud Norte.

Geológicamente; se localiza dentro de la porción continental de la Cuenca Salina del Istmo, al noreste de la Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas, en el sur del Anticlinal de Cerro Pelón, específicamente en la ladera sur del Cerro Jimbal.

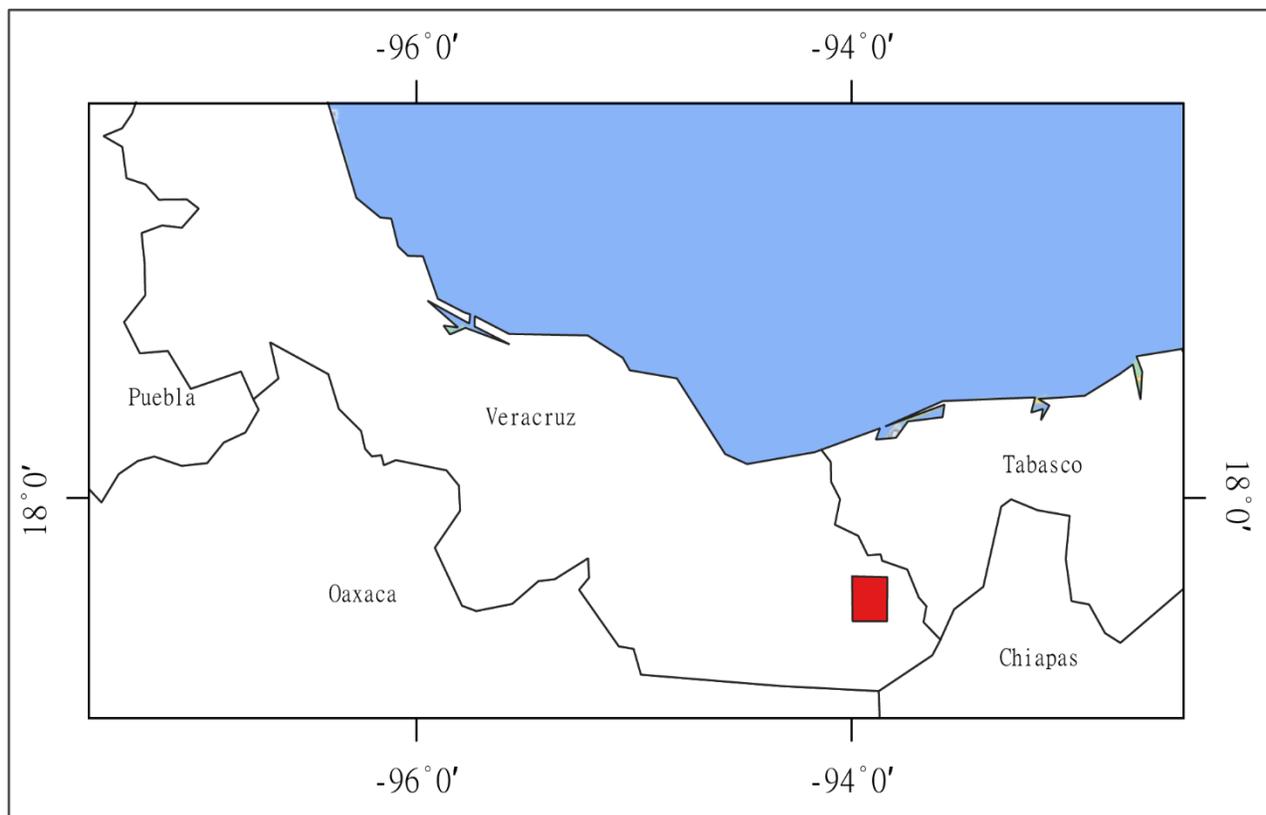


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.

1.5 Metodología

La elaboración del presente trabajo consistió en 4 etapas: integración de información geológica previa, trabajo de campo, trabajo de gabinete y análisis de laboratorio.

Se integró información geológica preexistente de la zona de estudio mediante el análisis de base de datos de distintas revistas especializadas.

El trabajo de campo se realizó en tres campañas durante las cuales se hicieron caminamientos para observar las relaciones geológicas de las diferentes unidades estratigráficas, se ubicaron contactos, se obtuvieron datos estructurales, y se colectaron 12 muestras para estudios de petrografía y de datación mediante estudios micropaleontológicos, siguiendo el método que sugiere Coe (2010). Las muestras colectadas fueron obtenidas principalmente de la porción sudoeste y sudeste del Cerro Jimbal en las cercanías de los ejidos de San Miguel de Allende y Graciano Sánchez (anexo 1). A pesar de que en las campañas de campo se realizaron caminamientos en la parte intermedia de ambos ejidos, la densa vegetación impidió reconocer afloramientos. De igual forma, se reconocieron afloramientos en la vía Graciano Sánchez a José López Portillo que ayudaron a caracterizar el anticlinal con núcleo de edad Oligoceno. Los datos sirvieron para la elaboración en gabinete de secciones geológicas y columnas estratigráficas.

Con la información obtenida y con el uso de sistemas de información geográfica (QGIS) se elaboró un mapa geológico de la zona de estudio, utilizando la base topográfica de INEGI, así como mapas geológicos previos (Benavides, 1950).

Las láminas para estudios de petrografía fueron elaboradas por el autor con la asesoría del técnico Joaquín Aparicio Aparicio. Posteriormente, fueron analizadas mediante estudios petrográficos. Las muestras para datación paleontológica se prepararon para el proceso de lavado y fueron analizadas por el Biólogo Jesús Fragoso, como parte de los trabajos del proyecto PAPIIT-DGAPA-UNAM IV-100516.

Los datos obtenidos fueron integrados para su análisis e interpretación y para la generación de modelos geológicos para la solución del problema, objeto de esta tesis.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1. Modelo de Flor Positiva

El modelo geológico de De la Rosa-Mora (2021) propone que la disposición estructural del Cerro Pelón es producto de la actividad de las fallas laterales Tuxtla-Malpaso y Veracruz. De acuerdo con el autor, la estructura anticlinal se encuentra segmentada por el flanco oriental, flanco occidental, el sector sur y tres bloques del núcleo: en el norte el Bloque Cerro Pelón, mismo que presenta un rumbo congruente con la estructura, al centro el Bloque El Encajonado, con rumbo oblicuo y al sur el Bloque Cerro Jimbal con polaridad invertida y rumbo cuasiperpendicular al eje de la estructura.

Con base en la cartografía geológica, De la Rosa-Mora (2021) interpreta que el núcleo del anticlinal se encuentra separado de los flancos por fallas laterales izquierdas y de alto ángulo. El autor, sustentado por estudios sísmicos, infiere que la ramificación de las fallas se une a profundidad con una geometría de flor estructural positiva. Aunque el anticlinal del Cerro Pelón se formó en el Eoceno, su posición original se encontraba alineada a las estructuras del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas. Durante el Mioceno, un giro antihorario de 38.8° promovido por fallas laterales generó su actual geometría sigmoidal.

El autor interpreta que, en un contexto regional, la estructura en flor es producto de una deformación transpresiva, en un salto cinemático derecho entre el sistema de fallas Tuxtla-Malpaso y la falla de Veracruz. Mediante un estudio de fisión traza en cristales de apatito, contenidos en una muestra recolectada en el Cerro Jimbal dentro de la Formación Salina, el autor determina que la Formación Salina se encontraba a una profundidad de 4.5 Km hace 16 ± 1.1 Ma. Este estudio acota la exhumación del bloque Cerro Jimbal y la formación de la estructura en flor positiva durante el Mioceno.

2.2 Tectónica Salina

La tectónica salina (Stille, 1925) tiene como objeto de estudio el análisis de la deformación originada por la sal dentro un entorno geológico, así como su relación con la tectónica regional. La sal se define como una roca compuesta por minerales evaporíticos, principalmente halita (Jackson & Hudec, 2017). Las propiedades geomecánicas de la sal y su baja densidad (aproximadamente $2,040 \frac{kg}{m^3}$) propician su ascenso mediante un comportamiento dúctil (diapirismo) al ser sometidas bajo la presión de una columna de sobrecarga de al menos 650 metros de espesor (Jackson & Hudec, 2017). Mediante mecanismos como la halocinesis (emplazamiento por diferencia de gravedad) y la compensación por fallas, una masa salina puede atravesar una sucesión estratigráfica y deformarla con efectos estructurales significativos.

Para el estudio e interpretación de un entorno geológico afectado por la tectónica salina, se utilizan sistemas de sal (figura 2). De acuerdo con este sistema, la cobertura comprende todo el registro estratigráfico, tanto la sal en todas sus manifestaciones como las rocas previas y posteriores al depósito de la sal (Jackson & Hudec, 2017). Las rocas que preceden al depósito de la sal se definen como sucesión de pre-sal. La sal depositada encima de estos sedimentos se denomina sal autóctona si no sufre procesos de migración significativos que lo remuevan de su posición original. Los sedimentos depositados encima de la sal autóctona se denominan sedimentos de sobrecarga (Jackson & Hudec, 2017). Cuando la sal migra hacia la superficie desplazándose desde su emplazamiento original se le define como sal alóctona. La sucesión sedimentaria que infrayace a la sal alóctona se denomina como subsal. La sal autóctona se conecta con la sal alóctona mediante un suministrador o alimentador de sal.

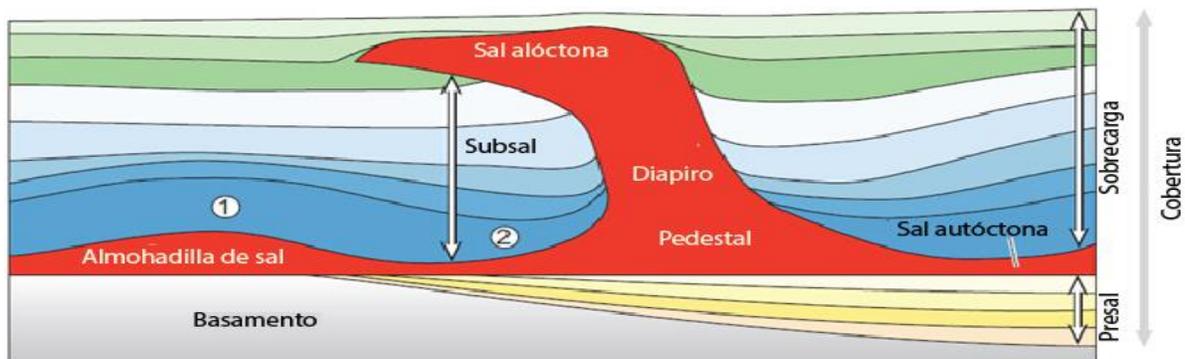


Figura 2. Esquema de los componentes de un sistema de sal. En 1) se observa que la halocinesis promovida por la presión de sobrecarga genera una estructura salina de almohadilla. En 2) la sal asciende y forma una estructura de diapiro que deforma la columna de sobrecarga, la migración continua hasta alcanzar la estabilidad gravitacional, el desplazamiento con respecto a su posición original permite denominarle sal alóctona y a los estratos subyacentes como sucesión de subsal. Figura tomada de Jackson & Hudec (2017).

2.2.1 Tipos de estructuras salinas

La geometría resultante de la interacción entre los procesos de migración de la sal con el entorno geológico se define como estructura salina (figura 3). Aunque existen estructuras a escala microscópica, comúnmente se alude al término de estructura salina a las que pueden ser observadas en los estudios de reflexión sísmica. De forma general, se utiliza el término diapiro para referir a las estructuras formadas por el ascenso hacia la superficie, por efecto de la diferencia de densidad, sin embargo, identificar una estructura con mayor detalle permite inferir las condiciones del entorno geológico previos y posteriores a la formación de la estructura (Jackson & Hudec, 2017).

Las estructuras formadas durante la halocinesis y la migración lateral generan cuerpos simétricos como las almohadillas de sal, mientras que las estructuras salinas formadas bajo un régimen de extensión y acortamiento heredan la cinemática en su geometría, como es el caso de los toldos, anticlinales, paredes de sal, diapiros fallados, corrimientos de sal y rodillos de sal. La geometría puede variar si en el sistema de sal se pierde la conexión con el suministrador de sal, esto produce estructuras como láminas de sal desprendidas y diapiros con geometría de lágrima. Por otra parte, el depósito de evaporitas con una composición homogénea y con poca deformación genera los cuerpos de sal masivos.

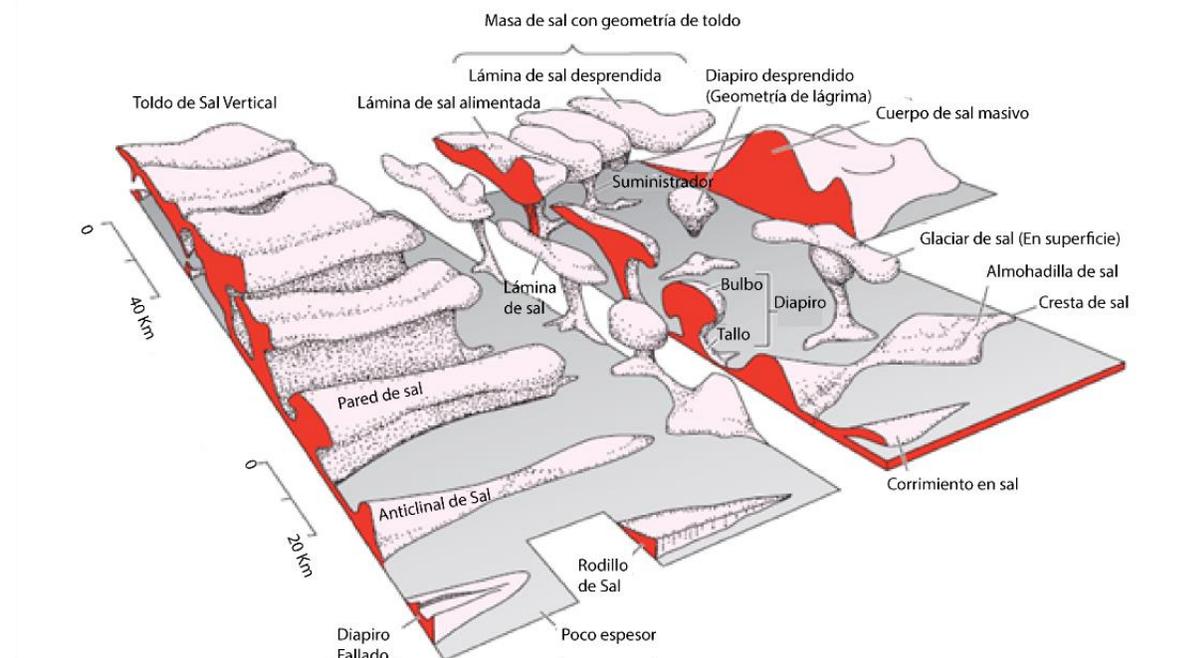


Figura 3. Estructuras salinas. Se observa que la ausencia del suministrador de sal genera variantes en las estructuras como las láminas de sal desprendida y diapiros con geometría de lágrima. Figura tomada de Jackson & Hudec (2017).

En ocasiones las rocas adyacentes a los cuerpos salinos tienen mayor probabilidad de preservación en el registro estratigráfico con respecto a la sal. Para analizar las relaciones de geometría entre los estratos de sobrecarga y los cuerpos de sal se toma en cuenta los siguientes rubros: relaciones de espesor, relaciones de contacto, relaciones de edad y relaciones geológicas regionales (Jackson & Hudec, 2017).

Las **relaciones de espesor** hacen alusión a las variaciones laterales en el espesor de los estratos de sobrecarga (figura 4). Cuando el espesor del cuerpo salino disminuye por efecto de la migración (*salt deflation*), se generan espacios propicios para la acumulación de sedimentos de sobrecarga. Cuando la sal se elimina total o parcialmente se genera la estructura de soldadura de sal. El efecto de la migración de sal origina estructuras salinas o el crecimiento en volumen de estructuras preexistentes (*salt inflation*). Este aumento volumétrico del cuerpo salino favorece su ascenso, por lo cual no se acumulan espesores significativos sobre la estructura (Jackson & Hudec, 2017).

Las **relaciones de contacto** hacen referencia a la naturaleza del contacto entre la sal y la sobrecarga (figura 4). Los contactos concordantes y paralelos se presentan regularmente en estructuras de extensión lateral como las almohadas de sal. Los contactos discordantes se originan por dos mecanismos. El mecanismo primario refleja el depósito de la sobrecarga sobre una superficie de sal en ascenso (por ejemplo, sobre un diapiro). El mecanismo de cierre secundario hace alusión a que el contacto discordante se da por efecto de la actividad de fallas en el sistema salino (Jackson & Hudec, 2017). Estos mecanismos son idealizados ya que se sabe que el origen de las discordancias puede ser ambiguo.

El rubro de **relaciones de edad** hace referencia a la relación entre el tiempo del depósito de las rocas con respecto al flujo de la sal (figura 4). Los sedimentos depositados previo a la migración de la sal se denominan precinemáticos (Jackson y Hudec, 2017). Estas rocas son concordantes a la sal y presentan un espesor uniforme. Las rocas que se acumulan durante el flujo de la sal se llaman sin-cinemáticas (Jackson & Hudec, 2017). La redistribución de la sal durante este lapso genera variaciones en el espesor de los sedimentos de sobrecarga y discordancias angulares en su contacto con la sal, así como truncamiento por fallas (Jackson & Hudec, 2017). Los estratos sincinemáticos pueden estar en contacto con la sal, pero también pueden estar en contacto con los estratos precinemáticos gracias a las fallas asociadas. Finalmente, los sedimentos

postcinemáticos se acumulan tras concluir la actividad tectónica. Esto se refleja en sedimentos típicamente no deformados y de espesor constante (Jackson & Hudec, 2017).

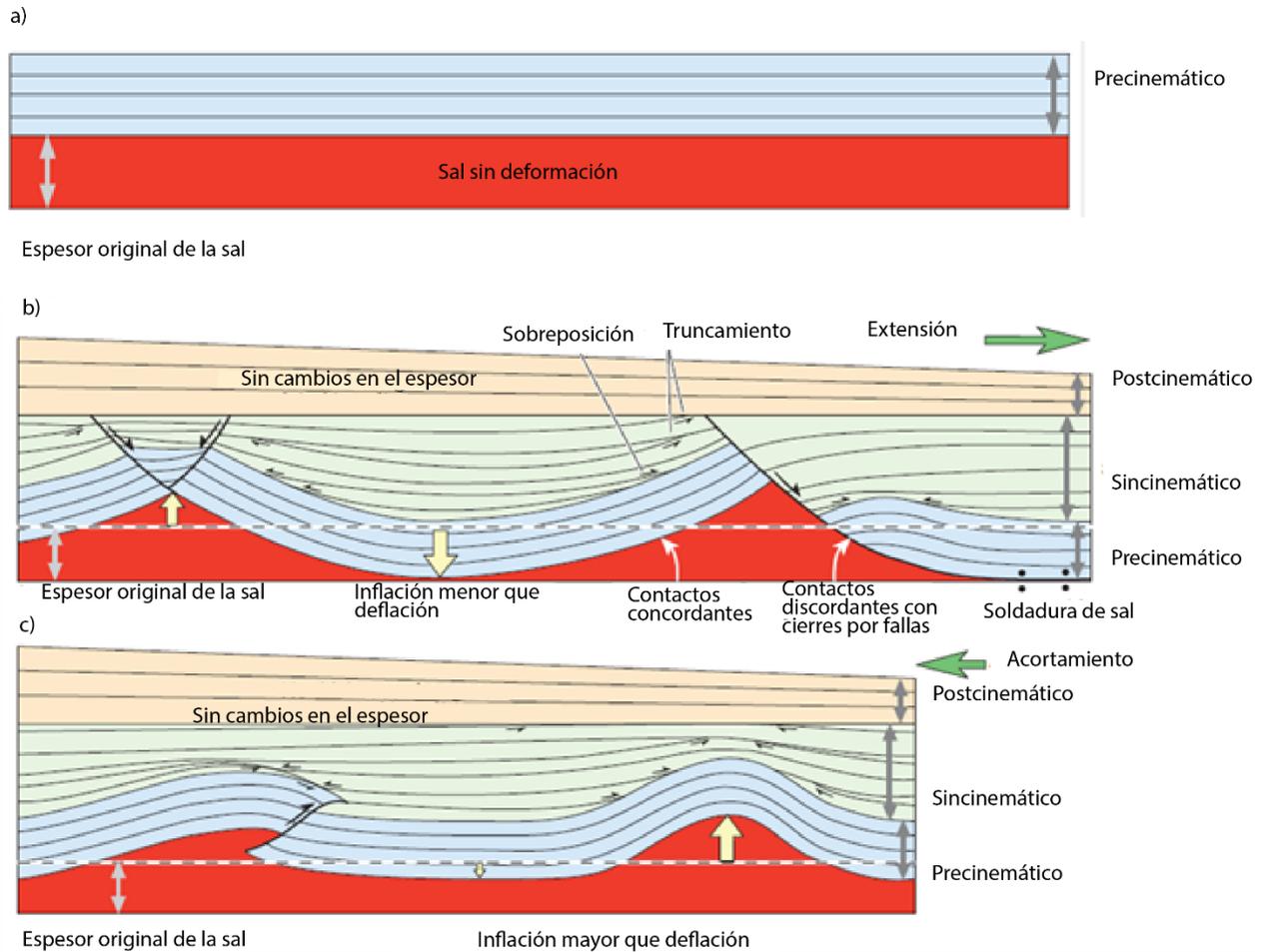


Figura 4. Relaciones de espesor, edad y contacto. En a) se observa la sucesión precinemática. En b) se muestra un entorno geológico afectado por tectónica extensional, a la izquierda se aprecia el espesor original de la sal, al migrar lateralmente hacia los planos de debilidad (fallas) su volumen disminuye promoviendo la acumulación de mayor espesor de sedimentos sincinemáticos. A la derecha la actividad de la falla normal pone en contacto a los estratos precinemáticos con los sincinemáticos. En c) se presenta un entorno geológico deformado por acortamiento. A la izquierda se observa una falla inversa que pone en contacto a los estratos precinemáticos y sincinemáticos. Hacia la derecha la sal migra y asciende, el ascenso del cuerpo salino provoca en este punto se deposite un espesor disminuido de sedimentos sincinemáticos. Se observa que los estratos precinemáticos y sincinemáticos son deformados por la actividad tectónica, los sedimentos postcinemáticos no presentan deformación estructural ni cambios de espesor. Figura tomada de Jackson & Hudec (2017).

El rubro de **relaciones regionales** define la deformación por tectónica salina de un nivel estratigráfico. La aplicación del datum regional ayuda a visualizar si un horizonte estratigráfico se ha deformado con respecto a un nivel estratigráfico sin deformación (Hossack, 1955). En un sistema salino, el análisis de las relaciones regionales facilita entender y representar bidimensionalmente el concepto de balance. Por ejemplo, en una sección transversal, procesos como la deflación y sistemas de extensión generan que un nivel estratigráfico se ubique por debajo del datum regional. En contraste, los procesos responsables del ascenso de la sal como el diapirismo y el acortamiento ubican a las rocas de sobrecarga por encima del nivel estratigráfico sin deformación.

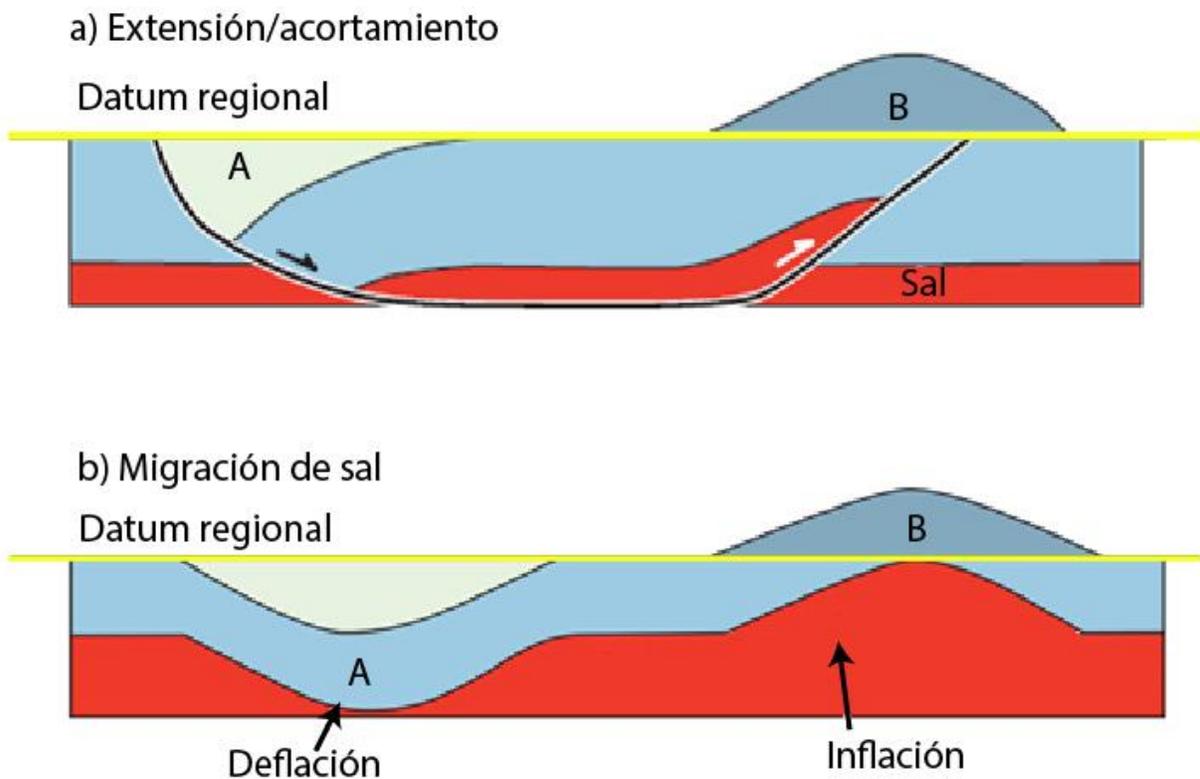


Figura 5. Relaciones regionales. En a) se aprecia un entorno geológico afectado por extensión, lo cual provoca que el nivel estratigráfico A se ubique por debajo del datum regional. Hacia la derecha del esquema el acortamiento sube el nivel estratigráfico B por encima del datum regional. En b) la deflación baja el nivel estratigráfico A, en contraste, la inflación acomoda el nivel estratigráfico B por encima del datum regional. Figura tomada de Jackson & Hudec (2017).

2.2.2 Soldaduras de Sal (Salt Weld)

De acuerdo con Jackson & Hudec (2017) las soldaduras de sal son superficies o zonas delgadas que representan un cuerpo de sal desvanecido. Se les consideran estructuras salinas negativas por que se forman como resultado de la pérdida completa o casi completa de la sal ya sea por migración o disolución. Estas características les permiten separar estratos concordantes y discordantes (Jackson & Hudec, 2017)

Las soldaduras de sal se pueden clasificar con base en el espesor residual de los depósitos evaporíticos (tabla 1), su geometría y el tipo de cuerpo de sal preexistente. La clasificación por geometría diferencia las soldaduras primarias, secundarias y terciarias (figura 6). Las soldaduras primarias se forman mediante la eliminación de la sal autóctona y tienden a presentar una geometría subhorizontal (Jackson & Hudec, 2017). Las soldaduras secundarias se forman por la eliminación del suministrador de sal de una estructura salina (Jackson & Hudec, 2017). Mientras que las soldaduras terciarias son aquellas relacionadas con la desaparición de la sal alóctona. Las soldaduras también pueden ser generadas indirectamente por fallas asociadas a cuerpos salinos (Jackson y Hudec, 2017).

| Tipo de Soldadura | Espesor de Evaporitas Residuales |
|--------------------------|---|
| Soldadura Completa | Sin espesor. Estratos en contacto directo |
| Soldadura Incompleta | Menos de 50 metros |
| Soldadura Discontinua | Más de 50 metros de espesor en algunos lados, en otros sectores las rocas a ambos lados de la soldadura están en contacto |
| Soldadura Aparente | Zona delgada que aparentemente parece soldada pero que puede contener más de 50 metros de evaporita |

Tabla 1. Tipos de soldaduras con base en el espesor de evaporitas residuales. Con base en Jackson & Hudec (2017).

Las soldaduras yuxtaponen rocas que originalmente se encontraban en posiciones estratigráficas distintas. El contacto inferior de una soldadura primaria generalmente es concordante a la secuencia presalina (figura 6a). Si la base del depósito salino fue afectada por fallas, la soldadura descansará sobre escalones (figura 6a) que pueden contener depósitos salinos residuales (Jackson & Hudec, 2017). Procesos como la exhumación de un cuerpo salino o la expansión del suelo oceánico pueden poner en contacto niveles estratigráficos distintos (Jackson & Hudec, 2017). Cuando existe un régimen de extensión, las fallas asociadas pueden deformar la sucesión de sobrecarga y, servir como ruta de migración que, deriva en la formación de una soldadura discordante a la estratificación (Jackson & Hudec, 2017).

Las soldaduras secundarias (figura 6b) pueden ser discordantes a los sedimentos y generar pliegues tipo chevron (Jackson & Hudec, 2017). Sin embargo, si los sedimentos de sobrecarga adoptan la geometría del suministrador de sal, la soldadura puede ser concordante a estos sedimentos. Las soldaduras terciarias (figura 6c) pueden ser discordantes a los sedimentos de sobrecarga si la sal alóctona irrumpió la secuencia de manera oblicua. No obstante, estas soldaduras pueden ser concordantes a los sedimentos si la sal migró de forma paralela a la estratificación (Jackson & Hudec, 2017).

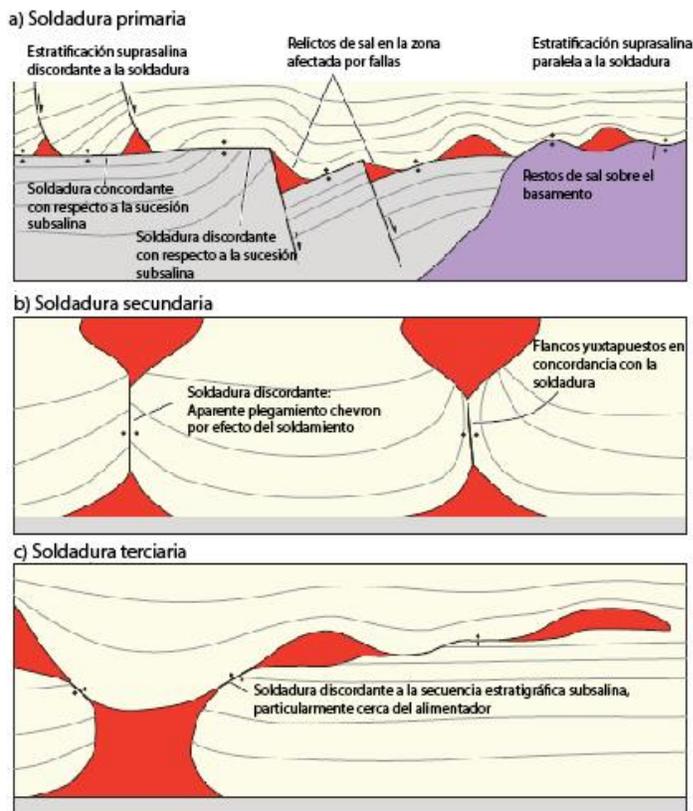


Figura 6. Tipos de soldaduras salinas. En a) se observan soldaduras primarias asociadas a la eliminación de la sal autóctona. En b) se observan soldaduras salinas asociadas a la ausencia del suministrador de sal. En c) se muestran soldaduras terciarias asociadas a la supresión de la sal alóctona. Figura tomada de Jackson & Hudec (2017).

Capítulo 3. Estratigrafía del Anticlinal de Cerro Pelón

En la estructura Anticlinal de Cerro Pelón está expuesta una sucesión estratigráfica ligada a la Cuenca Salina del Istmo (figura 7). Benavides (1950) define a la Formación Salina como la unidad estratigráfica más antigua de la región y describe su composición como areniscas micáceas y conglomerados con clastos de rocas graníticas, arenisca y cuarcita en fragmentos muy redondeados. De acuerdo con sus relaciones estratigráficas, esta sucesión, que subyace a las rocas marinas del Jurásico Superior, pertenece al Jurásico-Triásico (Benavides, 1950). En estudios más recientes Galicia-Flores y Lazcano-Camacho (2018), con base en la caracterización sedimentológica de columnas estratigráficas medidas al norte y sur de la estructura anticlinal de Cerro Pelón, proponen dividir las sucesiones clásticas del núcleo de la estructura anticlinal en dos formaciones, la Formación Salina y Formación Todos Santos. Sugiriendo que se refiera a la Formación Salina a todas las rocas expuestas en el Cerro Jimbal, por otra parte, mencionan que la Formación Todos Santos se restringe a las intercalaciones de paraconglomerado polimíctico soportado por matriz y arenisca conglomerática expuesta en el Cerro Pelón, en el norte de la estructura anticlinal. El estudio de Galicia-Flores y Lazcano-Camacho (2018) establece que la relación estratigráfica de la Formación Salina de edad comprendida entre el Jurásico Inferior-Medio, es discordante sobre la Formación Todos Santos (Galicia & Lazcano, 2018).

La Formación Chinameca se encuentra sobreyaciendo a la Formación Todos Santos en discordancia. Litológicamente se compone por una sucesión de calizas de color gris oscuro en parte bituminosa y con presencia de vórgulos y cavidades de disolución. Con base en estudios bioestratigráficos Benavides (1950) asigna a la Formación Chinameca una edad del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

La Formación Méndez, compuesta por margas, lutitas, areniscas y una brecha o conglomerado en su parte superior, sobreyace discordantemente a la Formación Chinameca (Acevedo, 1962). Con base en estudios bioestratigráficos y su posición estratigráfica, la Formación Méndez pertenece al Cretácico Superior (Benavides, 1950). Sobreyaciendo a esta formación, se encuentra una sucesión de margas, lutitas, areniscas y conglomerados de edad Paleoceno-Eoceno. El Eoceno Medio-Superior está compuesto por una sucesión donde se intercalan conglomerados con margas y lutitas finamente arenosas. Según Benavides (1950), el Oligoceno se caracteriza por contener margas y areniscas finas que pasan a areniscas conglomeráticas y conglomerados

constituidos por roca ígnea alterada, arenisca y cuarzo redondeado. Finalmente, hacia el Mioceno Inferior existe un cambio en el patrón de sedimentación, el cual inicia con margas y lutitas, las cuales ocasionalmente se intercalan con capas de tobas (Centeno-García et al., en preparación; Ortega Flores et al., 2018).

A continuación, se describen las unidades litoestratigráficas observadas en campo en relación con los estudios previos de mayor detalle del área de estudio (ver tabla 2).

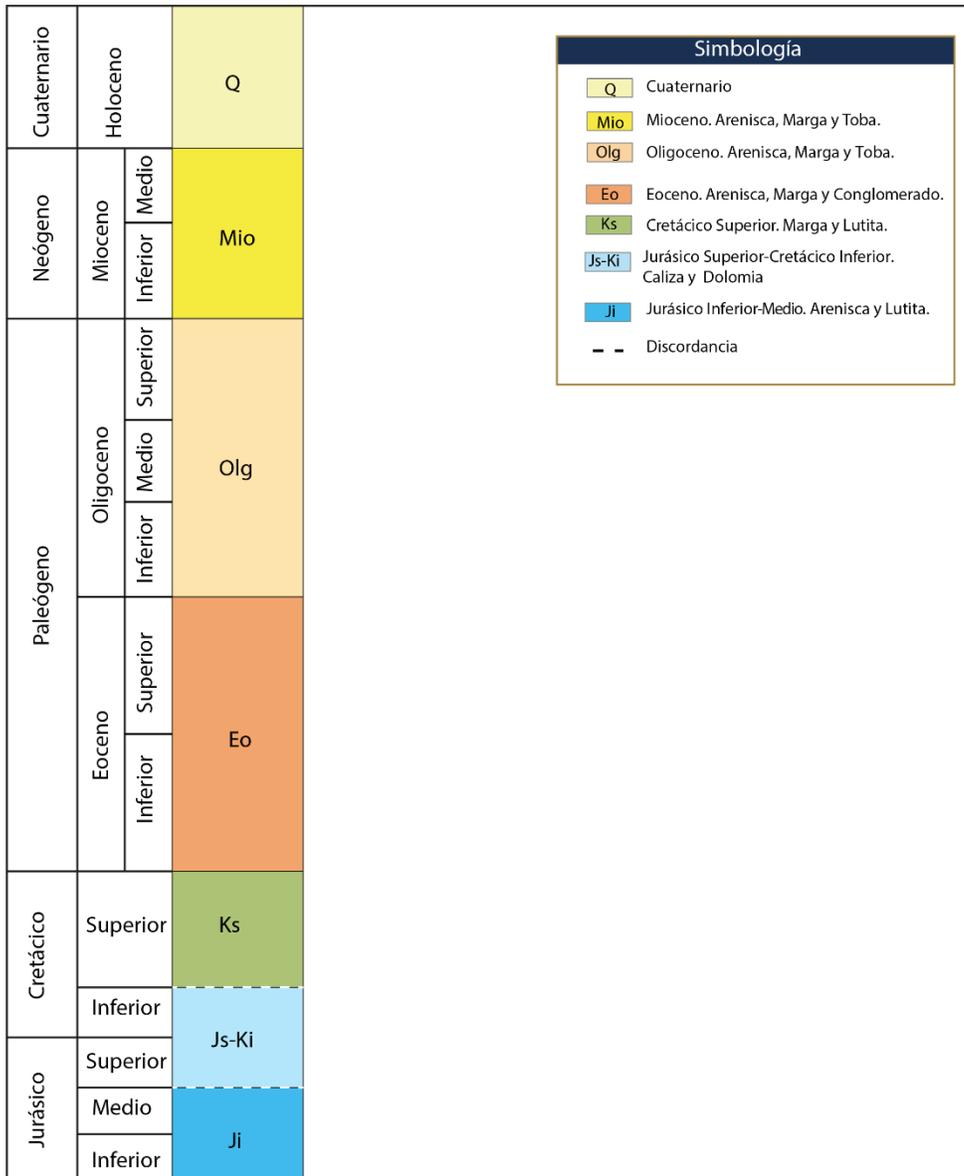


Figura 7. Columna cronoestratigráfica general del Anticlinal de Cerro Pelón

| | | Benavides (1950) | Centeno et al. (en preparación) Flanco Occidental | Centeno et al. (en preparación) Flanco Oriental | El presente trabajo Sector sur del Cerro Jimbal |
|-----------|-------------|---|--|---|--|
| Mioceno | Medio | | | | |
| | Inferior | | Lt., Ar., Tb. Turbiditas (lutita, arenisca y cg.) con slumps | Conglomerado matriz soportado a clasto soportado, con areniscas conglomeráticas | |
| Oligoceno | Superior | Lt., Ar., Tb. | Lutitas, limolitas calcáreas & escasos horizontes de caliza limosa | Arenisca fina a media | Arenisca, Marga y Toba |
| | | Cg. Nanchital | | | |
| | Medio | | Lutitas, limolitas calcáreas a margas & areniscas | Lutitas, limolitas calcáreas & areniscas. Sobreyace al Eoceno en discordancia angular | |
| Inferior | Lt. Ar. Cg. | Lt. Ar. | Lutitas & limolitas | | |
| Eoceno | Superior | Ar., Cg. | Lutitas, limolitas & areniscas | Cg. con peñascos de caliza arrecifal | Lutitas, margas y areniscas |
| | Medio | | Cg. con fragmentos calcáreos | | Conglomerado de cuarzo matriz soportado |
| | | Arenisca fina-media & arenisca conglom. | Arenisca fina-media & arenisca conglom. | | |
| Inferior | Lt. Ar. Cg. | Lt. Ar. | Lutita y arenisca | | Lutitas, margas y areniscas |
| Paleoceno | Superior | | | | |
| | Medio | | | | |
| | Inferior | | | | |
| Cretácico | Superior | F. Méndez | F. Méndez | F. Méndez | F. Méndez |
| | Inferior | Formación Chinameca | Formación Chinameca | Formación Chinameca | |
| Jurásico | Superior | | | | |
| | Medio | Formación Salina | Formación Salina | Formación Salina | Formación Salina |
| | Inferior | | | | |
| Triásico | | | | | |

Tabla 2. Tabla de correspondencia entre las sucesiones reconocidas. La línea negra punteada representa una discordancia. La línea roja representa el límite Cretácico-Paleógeno. La línea verde punteada representa un contacto por falla normal. Comparativa entre las unidades cronoestratigráficas observadas en el presente estudio y el detalle estratigráfico reportado en estudios previos dentro del área de estudio (Benavides, 1950; Centeno-García et al., (en preparación)).

3.1 Mesozoico

Las unidades de la sucesión sedimentaria del Mesozoico han recibido diversos nombres litoestratigráficos en el Anticlinal de Cerro Pelón, como Formación Salina (Jurásico Inferior-Medio); Formación Todos Santos (Jurásico Medio); Formación Chinameca (Jurásico Superior-Cretácico Inferior); Formación Méndez (Cretácico Superior) (Benavides, 1950; Castillo-Tejero, 1955; Acevedo, 1962; Galicia-Flores & Lazcano-Camacho, 2018). En el área de estudio no fueron observadas las rocas de la Formación Chinameca, sin embargo, resulta pertinente su descripción para comprender la problemática que aborda la presente investigación.

a. Jurásico Inferior-Medio (Formación Salina)

La Formación Salina representa la unidad litoestratigráfica más antigua de la zona de estudio. Benavides (1950) reporta litologías como arenisca micácea de grano fino a grueso y conglomerado constituido por roca granítica alterada, pedernal, arenisca y cuarcita en guijarros redondeados. Benavides (op. cit.) reporta un espesor medido de 800 metros. Posteriormente Galicia-Flores y Lazcano-Camacho (2018) miden una columna estratigráfica en la ladera sur del Cerro Jimbal, con un espesor parcial de 406.5 metros, conformado por alternancias de arenisca de grano fino con lutita, arenisca de grano fino-medio con limolita y arenisca de grano medio-grueso. En el área de estudio se observó la sucesión estratigráfica invertida (De la Rosa-Mora, 2021) y niveles tobáceos no reportados por autores previos (Benavides, 1950; Galicia-Flores & Lazcano-Camacho, 2018).

En la porción sudoeste del Cerro Jimbal (ver mapa del apéndice 1) se observó una composición litológica representada por arenisca color amarillo a gris, constituida por mica, de grano fino, bien consolidadas en estratos de entre 5 a 10 cm de espesor. Estas areniscas se encuentran intercaladas con sedimento limoso color gris oscuro bien consolidado, en estratos con espesores que varían de 5 a 10 cm con laminaciones de entre 2 a 3 mm. Sobreyaciendo a esta a unidad se observaron paquetes masivos de toba color verde (figura 8a). En las unidades de areniscas se presentan estructuras flaser mientras que en los paquetes tobáceos se observó la laminación cruzada. De acuerdo con Pettijohn (1987) la arenisca se clasifica como grauvasca feldespática.

En la porción sudeste del Cerro Jimbal (ver mapa del apéndice 1) se observan areniscas de grano fino a medio, color amarillo, bien consolidadas en estratos de 5 a 7 cm de espesor, las cuales

se intercalan con rocas de naturaleza limo-arcillosa color gris oscuro con espesores de entre 3 a 7 cm. Esta sucesión preserva estructuras sedimentarias como laminación cruzada, rizaduras, moldes de cristales (figura 8b) y estructuras flaser (figura 8c).



Figura 8. Litologías de la Formación Salina. En a) se observa un afloramiento de tobas expuesto en la porción sudoeste del Cerro Jimbal. En b) se observa una arenisca con moldes de cristales con óxidos. En c) se observa un afloramiento que preserva estructuras flaser expuesto en las cercanías de Graciano Sánchez, Veracruz.

i. Edad y Relaciones Estratigráficas

En la Formación Salina las muestras con circones detríticos más jóvenes son 178.9 ± 3.9 Ma (Galicia-Flores y Lazcano-Camacho, 2018), por lo cual se le refiere la edad de Jurásico Inferior-Medio. Debido a la densa vegetación no se observaron sus contactos, sin embargo, se considera que la Falla Olmeca (De la Rosa-Mora, 2021) yuxtapone a las rocas de la Formación Salina con la sucesión marina de edad Eoceno en la porción sudoeste y hacia el sudeste con las margas de la Formación Méndez (apéndice 1).

ii. Ambiente Sedimentario

Galicia-Flores y Lazcano-Camacho (2018) interpretan que las rocas de la Formación Salina expuestas en el Cerro Jimbal fueron acumuladas en una laguna costera. De acuerdo con los autores, la base estratigráfica representada por lutitas con laminación paralela estructuras de cristales de halita sugiere una sedimentación en condiciones de calma. Los moldes de cristales contenidos en este nivel estratigráfico se ligan a condiciones de restricción en el flujo que permitieron la acumulación de depósitos evaporíticos. Por encima de este nivel, los espesores de lutitas disminuyen y se intercalan con areniscas de grano fino, hasta la predominancia de areniscas de grano fino-medio con limolita, mismas que preservan laminaciones onduladas, cruzadas y estructuras flaser. De acuerdo con Galicia Flores y Lazcano-Camacho (op. cit.) estas características reflejan condiciones en donde la energía fluctúa de forma regular en periodos de calma y de mayor energía, lo cual asocian a cambios de nivel del mar debido a la influencia mareal.

b. Jurásico Medio-Superior Formación Todos Santos

La Formación Todos Santos fue descrita por primera vez por Sapper (1894) como depósitos siliciclásticos y carbonatados de origen continental aflorando en los altos Cuchumatanes, Guatemala. Godínez-Urban (2011), con base en su investigación en el centro de Chiapas, determina que la Formación La Silla, compuesta por flujos volcánicos calco-alcalinos y de edad Jurásico Inferior-Medio, infrayace al Grupo Todos Santos. De acuerdo con el autor, dicho grupo se compone por el Miembro El Diamante (post 170 Ma), compuesta por lechos rojos y flujos de andesita basáltica, y por el Miembro Jericó, definido litológicamente por arcosas.

Galicia-Flores y Lazcano Camacho (2018) proponen que las areniscas y conglomerados, de color rojizo-amarillento expuestas en el Cerro Pelón se definan como Formación Todos Santos. Posteriormente, Centeno et al. (en preparación) definen el nombre de esta sucesión como

Formación Cerro Pelón. En la presente investigación, no se observaron dichas rocas aflorando dentro del área de estudio.

i. Edad y relaciones estratigráficas

Centeno et al. (en preparación), con base en la datación de circones, definen que la edad de la Formación Todos Santos expuesta en el Cerro Pelón (redefinida como Formación Cerro Pelón) corresponde al Kimmeridgiano (156.9 ± 4.1 y 154.2 ± 6.5 Ma). En cuanto a sus relaciones estratigráficas, se encuentra sobreyaciendo en discordancia a la Formación Salina.

ii. Ambiente de Depósito

De acuerdo con Galicia-Flores y Lazcano-Camacho (2018), la Formación Todos Santos fue depositada por medio de abanicos aluviales. Los autores infieren que la proveniencia del sedimento corresponde a un bloque elevado de la Formación salina ubicado en el Cerro Jimbal.

c. Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Formación Chinameca)

Benavides (1950) describe una sucesión de calizas de color gris oscuro, bituminosa y con cavidades de disolución sobreyaciendo discordantemente a la Formación Salina en ambos flancos del Anticlinal del Cerro Pelón y en el Río Playas. Posteriormente, Centeno-García et al. (en preparación) identifican calizas tipo mudstone-wackestone y brecha dolomitizada (figura 9a) en los afloramientos de Las Isabeles, Miguel Hidalgo y Las cavernas (Centeno-García et al., en preparación). En el flanco este del anticlinal de Cerro Pelón, al sur del ejido de Ignacio López Rayón, los autores identificaron calizas tipo mudstone arcilloso con materia orgánica, mudstone arcilloso y lutitas calcáreas, wackestone laminado, wackestone-packstone con *Saccocoma* y mudstone-wackestone (Centeno-García et al., en preparación).

i. Edad y relaciones estratigráficas

Benavides (1950), mediante un estudio de correlación faunística, determina que la edad de las rocas de la Formación Chinameca expuestas en el Anticlinal del Cerro Pelón corresponde al Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Dicha edad se ha reportado en estudios posteriores (Acevedo, 1962; Centeno-García et al., en preparación). Las relaciones estratigráficas se dan suprayaciendo en discordancia a las rocas jurásicas de la Formación Salina y Todos Santos, e infrayaciendo a las rocas de la Formación Mendez (Benavides, 1950).

ii. Ambiente Sedimentario

Con base en el contenido faunístico, Centeno-García et al. (en preparación) determinan que las calizas de la Formación Chinameca se depositaron principalmente en ambientes sedimentarios del tipo marino pelágico y de plataforma.



Figura 9. Rocas de la Formación Chinameca. En a) se observa una brecha dolomitizada con desarrollo de vúgulos rellenos de calcita e hidrocarburo. En b) se muestra una caliza mudstone con fragmentos de crinoides. Afloramientos del Anticlinal de Cerro Pelón observados por el autor como parte del Curso Intensivo Teórico-Práctico sobre el Sistema Petrolero perteneciente al proyecto PAPIIT-DGAPA-UNAM IV-100516.

d. Cretácico Superior (Formación Méndez)

Benavides (1950) reporta que la Formación Chinameca infrayace a la sucesión marina de la Formación Méndez. Esta unidad compuesta por intercalaciones de lutita y margas, se encuentra expuesta en ambos flancos del Anticlinal de Cerro Pelón. En las cercanías del ejido de Miguel Hidalgo, ubicado en el flanco oriental del anticlinal, la sucesión culmina en un conglomerado de cuarzo y/o brecha de caliza (figura 10a), la cual Centeno-García et al. (en preparación) reportan como parte del límite Cretácico-Paleógeno (límite KPg).

En la zona de estudio, la unidad de margas y lutitas se observó únicamente en las cercanías del ejido de Graciano Sánchez al sudeste del Cerro Jimbal (ver mapa del apéndice 1). El afloramiento GS-15 presenta la particularidad de reposar con una orientación de rumbo 136° y echado casi vertical hacia sur. La composición litológica está definida por lutitas grises, calcáreas, estratificadas en capas masivas de 1.10 a 1.20 metros de espesor.

i. Edad y Relaciones Estratigráficas

La edad de las rocas de la Formación Méndez se determinó mediante la asociación microfauística planctónica de las especies *Globotruncana sp.*, *Heterohelix sp.*, *Globigerinelloide sp.* (apéndice 3). Dicha asociación permitió asignar la edad de Cretácico Superior a esta sucesión de rocas. Debido a la densa vegetación, no se logró observar sus contactos, sin embargo, se infiere que, en la zona de estudio, la sucesión del Cretácico Superior se encuentra yuxtapuesta con la Formación Salina y con las rocas de edad Eoceno mediante una soldadura salina.

ii. Paleobatimetría

Este rubro se determinó mediante la asociación bentónica paleobatimétrica que incluye las especies *Amodiscus latus Amodiscus sp.*, *Anomalinoidea sp.*, lo cual indica que paleobatimetría de depósito es del tipo batial inferior.

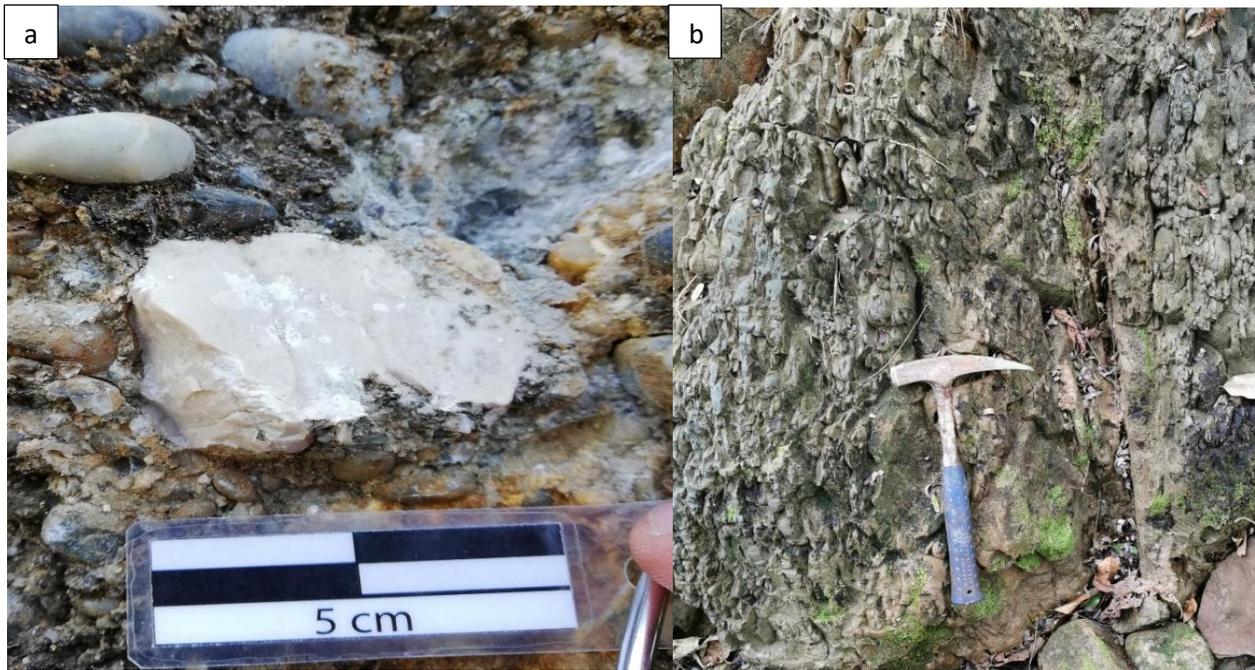


Figura 10. Afloramientos del Cretácico Superior. En a) se muestran los componentes del conglomerado de cuarzo y/o brecha de caliza del límite KPg. En b) se muestra el afloramiento cretácico expuesto en la zona de estudio.

3.2 Cenozoico

La sucesión marina del Cenozoico incluye unidades de lutitas, margas, areniscas y conglomerados interestratificados (Centeno-García et al., en preparación). Estas unidades han recibido diversos nombres litoestratigráficos en distintos afloramientos de la Cuenca Salina del Istmo como Lutitas Nanchital (Paleoceno-Eoceno); Conglomerado Uzpanapa o Formación el Bosque (Eoceno); Formación La Laja (Oligoceno); Formación Depósito (Mioceno); Formación Encanto (Mioceno Medio-Plioceno Inferior); Concepción Inferior (Mioceno Superior-Plioceno) (Benavides, 1950; Castillo-Tejero, 1955; Acevedo, 1962; Quezada-Muñetón, 1990). Autores como Ortega Flores et al. (2018) y Centeno-García et al. (en preparación) detallan las diferencias litológicas de la sucesión cenozoica en ambos flancos del Cerro Pelón.

a. Eoceno

Centeno-García et al. (en preparación) describen que el registro litoestratigráfico del flanco Occidental del Anticlinal de Cerro Pelón está representado de base a cima por una sucesión de arenisca fina a media con abundantes rizaduras y estratificación cruzada, así como areniscas conglomeráticas. Esta unidad es sobreyacida por un conglomerado soportado por matriz y soportado por clastos, con fragmentos de arenisca arrecifal. Le sobreyace una sucesión de lutita y limolitas con escasas margas. De acuerdo con Centeno-García et al. (en preparación) la edad de esta sucesión abarca desde el Eoceno Medio hasta el Eoceno Superior. Por otra parte, el flanco Oriental del Anticlinal de Cerro Pelón se encuentra representado por una sucesión de arenisca fina a media con abundantes rizaduras y estratificación cruzada intercalada con escasas areniscas conglomeráticas de edad Eoceno Medio (Centeno-García et al., en preparación). El espesor de la sucesión eocénica es de 503 metros en el flanco Occidental mientras que en el flanco Oriental presenta un espesor de 360 metros (Centeno-García et al., en preparación).

En la porción sudoeste del Cerro Jimbal (ver mapa geológico del apéndice 1) se observaron conglomerados poco consolidados, compuestos por clastos de cuarzo muy redondeado (con diámetro que varía entre 4 mm a 5 cm), así como arenisca y fragmentos limosos similares a las lutitas de la Formación Salina (figura 11a & 11b). Dicho conglomerado se encuentra soportado por una matriz arenosa, color rojizo, atribuido a la presencia de óxidos. Los conglomerados se intercalan con areniscas de grano medio, muy oxidadas, con espesores de estratos que varía de entre 2 a 6 cm. Los niveles conglomeráticos presentan gradación normal. A esta unidad le

sobreyace una sucesión marina compuesta por lutita calcárea y arenisca de grano medio, bien consolidada y de aspecto masivo. El análisis petrográfico de las muestras GS-26 y GS-30 permite clasificar la unidad de conglomerado como paraconglomerado polimíctico (Pettijohn, 1975).

En la porción sudeste del Cerro Jimbal (ver mapa geológico del apéndice 1) se observan paraconglomerados polimícticos (Pettijohn, 1975) con fragmentos de cuarzo blanco, de pedernal y clastos de areniscas fina a media, soportados por una matriz arenosa con alto contenido de óxidos. Los clastos de cuarzo son muy redondeados y su tamaño varía de 1 mm a 4 cm. Este conglomerado se encuentra intercalado con areniscas con espesores de estrato que varía de 2 a 8 cm. Hacia la cima estratigráfica predominan las areniscas de grano medio que pasan transicionalmente a las lutitas calcáreas de naturaleza marina.

i. Edad y Relaciones Estratigráficas

La asociación microfaunística planctónica en los niveles estratigráficos inferiores de marga incluye las especies *Astrorotalia palmerae*, *Morozovella aequa*, *Igorina broedermanni*, *Morozovella aragonensis*, *Morozovella sp.*, *Acarinina sp.*, por lo cual se asignó la edad de Eoceno Inferior. La asociación microfaunística planctónica en los niveles superiores de marga incluye las especies *Cribohantkenina inflata*, *Hantkenina alabamensis*, *Hantkenina primitiva*, *Turborotalia cerroazulensis s. l.*, por lo cual se le asignó la edad de Eoceno Superior. Con base en su posición estratigráfica, se infiere que los paraconglomerados polimícticos corresponden al Eoceno Inferior a Superior. Los contactos de esta unidad no fueron observados debido a la densa vegetación, sin embargo, se infiere que se encuentra en yuxtaposición con las rocas jurásicas de la Formación Salina y las rocas cretácicas de la Formación Méndez por medio de la Falla Olmeca (De la Rosa-Mora, 2021). El contacto superior es concordante con las rocas del Oligoceno.

ii. Paleobatimetría

La asociación bentónica paleobatimétrica en los niveles estratigráficos de marga inferiores incluye a las especies *Ammodiscus latus*, *Usbekistania charoides*, *Trochaminoides sp.*, *Anomalinoides semicribatus*, lo cual indica que una paleobatimetría batial inferior. En el nivel estratigráfico superior, la asociación bentónica incluye las especies *Amodiscus sp.*, *Vulvulina chirana*, *Discorbinella sp.*, *Anomalinoides semicribatus*, indicativas de un nivel paleobatimétrico batial inferior. Se interpreta que no existieron cambios batimétricos significativos durante el depósito de margas en el Eoceno.

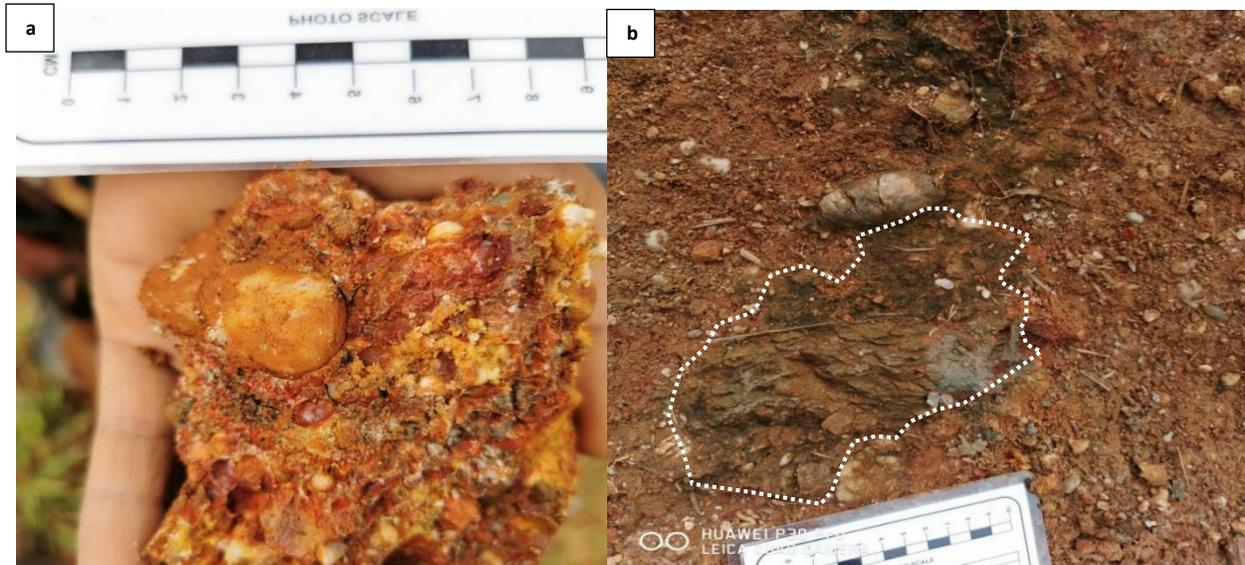


Figura 11. Litologías en la unidad del Eoceno. En a) se observa el conglomerado con matriz arenosa, muy oxidada y los clastos de cuarzo blanco redondeados. En b) se muestra un fragmento limoso similar a la lutita de la Formación Salina, dentro de un afloramiento de conglomerado. Afloramiento expuesto en las cercanías de San Miguel de Allende, Veracruz.

b. Oligoceno

Ortega Flores et al. (2018) realizaron estudios en el flanco oriental del Anticlinal de Cerro Pelón y detallan que la base estratigráfica se compone litológicamente por una sucesión de lutitas y margas, donde la laminación es afectada por bioturbación. Esta sucesión de granos finos está sobreyacida por una alternancia rítmica de arenisca y lutita con espesor decimétrico a centimétrico con estructuras de flama y laminación convoluta, además, la preservación de secuencias Bouma sugiere corrientes de turbidez (Ortega Flores et al., 2018). Mediante estudios micropaleontológicos, Ortega Flores et al. (2018) determinan que la sucesión descrita pertenece al Oligoceno Superior y corresponde a la Formación El Depósito. Centeno-García et al. (en preparación) describen que en el flanco Occidental la sucesión sedimentaria está representada de base a cima por lutitas y limolitas con escasas rizaduras; lutitas y limolitas calcáreas a margas con laminaciones de arenisca; lutitas a lutitas calcáreas con escasos lentes de caliza limosa. De acuerdo con los autores, la edad de esta sucesión comprende el Oligoceno Inferior al Oligoceno Superior y presenta un espesor de aproximadamente 870 metros.

En la porción sur del Cerro Jimbal, se encontraron en contacto las rocas de edad Eoceno con una sucesión de rocas marinas compuesta por intercalaciones de areniscas micáceas, de color

amarillo y grano fino a medio, lutitas calcáreas de color gris y tobas verdes en capas con espesores homogéneos que varían de 1 a 2 metros (figura 12). En una sección medida en el corte carretero que conecta a los ejidos de Graciano Sánchez y José López Portillo se localizó un afloramiento compuesto por lutitas calcáreas de color gris, bien consolidadas, intercaladas con areniscas de grano fino a medio y toba que están en contacto con rocas de edad Mioceno. Este afloramiento representa el núcleo del anticlinal representado en el mapa geológico del apéndice 1.

i. Edad y Relaciones Estratigráficas

La edad de esta sucesión fue determinada mediante el análisis micropaleontológico de los niveles de margá. La asociación microfaunística planctónica de la muestra incluye a las especies *Globigerina tapurensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Chilloguembelina sp.*, *Globigerina ampliapertura*, lo cual indica la edad del Oligoceno Superior. En cuanto a sus relaciones estratigráficas, se encuentra infrayaciendo con naturaleza concordante a las rocas de edad Mioceno y suprayaciendo en concordancia a las rocas de edad Eoceno.

ii. Paleobatimetría

La asociación bentónica paleobatimétrica incluye a las especies *Ammodiscus latus*, *Usbekistania charoides*, y *Anomalinoidea semicribatus*. Con base en este criterio se determinó que la paleobatimetría del depósito es batial inferior

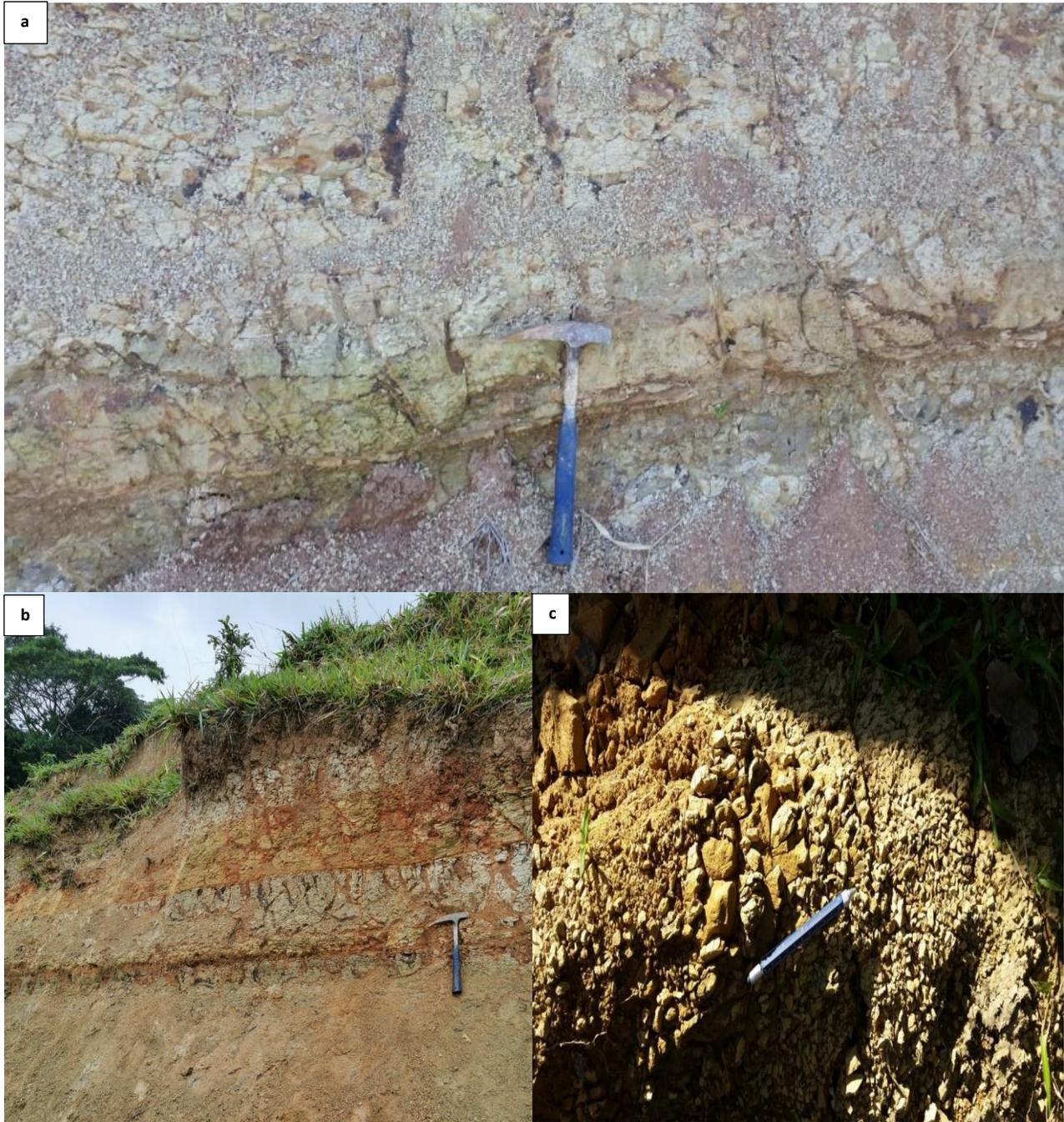


Figura 12. Afloramientos del Oligoceno. En a) se observa un afloramiento de margas y tobas oligocénicas en el posible contacto con las rocas del Mioceno en las inmediaciones de San Miguel de Allende. En b) se observa la sucesión de arenisca, marga y toba en la transición con las rocas calcáreas de edad Eoceno. En c) se observa un afloramiento de margas y lutitas expuesta en las inmediaciones de Graciano Sánchez, Veracruz.

c. Mioceno

Centeno-García et al. (en preparación) describen que en el flanco oriental se expone una sucesión de conglomerados que sobreyacen a las rocas del Oligoceno Medio. Estos conglomerados están soportados por matriz, mal clasificados y presentan la siguiente composición: rocas granitoides y metagranitoides, rocas metasedimentarias, rocas volcánicas de composición félsica a máfica, gabro, caliza de agua somera, lutita y arenisca. Los clastos del conglomerado son subredondeados a muy redondeados y ocasionalmente preservan la gradación inversa. Los autores interpretan que estos conglomerados fueron depositados mediante un flujo de escombros y, debido a su posición estratigráfica sugieren una edad de Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.

En el flanco Occidental del Anticlinal de Cerro Pelón se encuentran expuestos paquetes gruesos de areniscas con clastos erráticos de tamaño guijarros a cantos e intraclastos con plegamiento sinsedimentarios (Centeno-García et al., en preparación). La cima estratigráfica de la sucesión preserva tobas alternadas con lutitas calcáreas. De acuerdo con Centeno-García et al. (en preparación), esta sucesión alcanza los 390 metros y corresponde a la edad de Mioceno Inferior.

En el área de estudio, en las inmediaciones del ejido de San Miguel de Allende se observó una sucesión compuesta por lutitas grises intercaladas con lutitas calcáreas, areniscas y tobas con espesores de estratos que varían de entre 3 a 7 cm (figura 13). Las lutitas presentan grano fino, color gris y en ocasiones alto contenido de materia orgánica. Las areniscas son de grano medio, color amarillo al fresco. Las tobas presentan una composición mineral predominada por cuarzo, feldespato y micas en textura esferulítica. En las inmediaciones de la carretera que conecta los ejidos de Graciano Sánchez y José López Portillo se encuentran expuestos buenos afloramientos que forman parte de un anticlinal con núcleo de edad Oligoceno representado en el mapa del apéndice 1.

i. Edad y Relaciones Estratigráficas

La edad de la sucesión se determinó mediante un estudio micropaleontológico en los niveles de margas. Con base en la asociación microfaunística planctónica de la muestra que incluye a las especies *Globigerinoides primordius*, *Praeorbulina sicana*, *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina s. l.*, se determinó que la edad de esta sucesión pertenece al Mioceno Inferior. En

cuanto a sus relaciones estratigráficas, las rocas del Mioceno se encuentran sobreyaciendo en concordancia a la sucesión sedimentaria del Oligoceno.

ii. Paleobatimetría

La asociación bentónica paleobatimétrica incluye a las especies *Ammodiscus latus*, *Usbekistania charoides*, *Vulvulina chirana*, *Usbekistania charoides*, *Bulimina jarvisi*. Con base en esta asociación se determinó que la paleobatimetría del depósito es batial inferior.

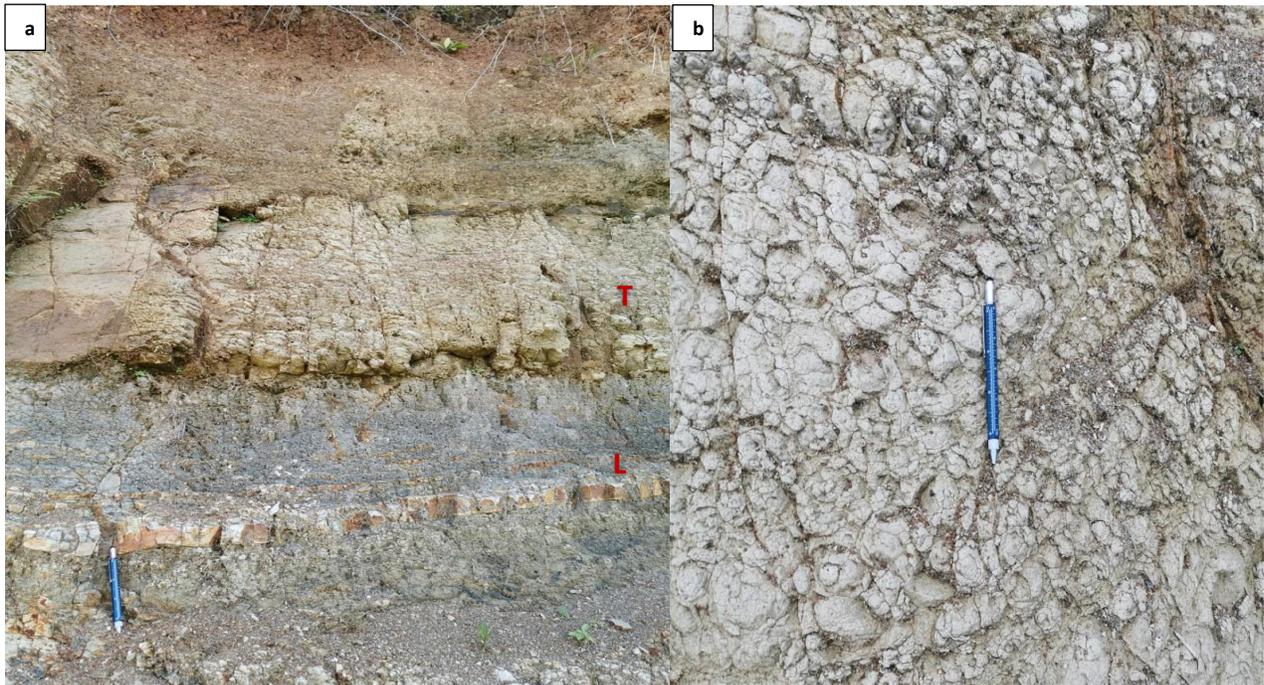


Figura 13. Afloramientos del Mioceno. En a) se observa la intercalación de lutitas calcáreas (L) de alto contenido orgánico con tobas (T). En b) se observan tobas con aspecto nodular producto de la meteorización. Afloramiento expuesto en las cercanías de Graciano Sánchez, Veracruz.

Capítulo 4. Resultados

Los resultados del análisis petrográfico permitieron identificar litologías como grauvaca feldespática, toba, paraconglomerado polimíctico, arenisca tobácea, paraconglomerado polimíctico y marga (tabla 3). A pesar de que estas litologías habían sido reconocidas por autores previos (Benavides, 1950; Castillo-Tejero, 1955; Acevedo, 1962; López-Ortiz, 1962; Galicia-Flores y Lazcano-Camacho, 2018), la clasificación de las muestras GS25 y GS-28 permiten reportar niveles tobáceos dentro de la Formación Salina.

| Muestra | Litología Identificada |
|---------|------------------------------|
| GS4 | Grauvaca Feldespática |
| GS25 | Toba |
| GS26 | Paraconglomerado polimíctico |
| GS28 | Arenisca Tobácea |
| GS30 | Paraconglomerado polimíctico |
| GS34 | Marga |
| GS34B | Toba |

Tabla 3. Resultados petrográficos. Muestras colectadas en el área de estudio.

A pesar de que en las fases iniciales del presente estudio se planteó la hipótesis de que el contacto de las rocas del Jurásico Inferior-Medio se daba con la sucesión del Oligoceno, los resultados paleontológicos de las muestras GS14 y GS15 contribuyeron a determinar que, el contacto se da con las rocas eocénicas y cretácicas. La asociación bentónica indicó que el nivel paleobatimétrico de estas muestras corresponde al batial inferior (apéndice 3).

| Muestra | Litología | Edad |
|---------|-----------|--------------------|
| GS13 | Marga | Oligoceno Superior |
| GS14 | Marga | Eoceno Inferior |
| GS15 | Marga | Cretácico Superior |
| GS19 | Marga | Mioceno Inferior |
| GS21 | Marga | Eoceno Superior |

Tabla 4. Resultados cronológicos. Muestras colectadas en el área de estudio. Estudio realizado por el Biólogo Jesús Frago.

La información colectada y la interpretación en gabinete dieron como resultado lo siguiente. En la sección A-A´ trazada al sudoeste del Cerro Jimbal (figura 14) se observa que las rocas del Jurásico Inferior se encuentran yuxtapuestas con la sucesión del Eoceno. En contraste, las secciones B-B´ y C-C´´ trazadas al sudeste del Cerro Jimbal (figura 14) muestran que las rocas jurásicas se encuentran yuxtapuestas con las rocas del Cretácico Superior, las cuales a su vez se yuxtaponen con las rocas del Eoceno. La naturaleza de los contactos se liga a la presencia de la Falla Olmeca (De la Rosa-Mora, 2021) que en el modelo de soldadura correspondería a la soldadura de sal hipotética.

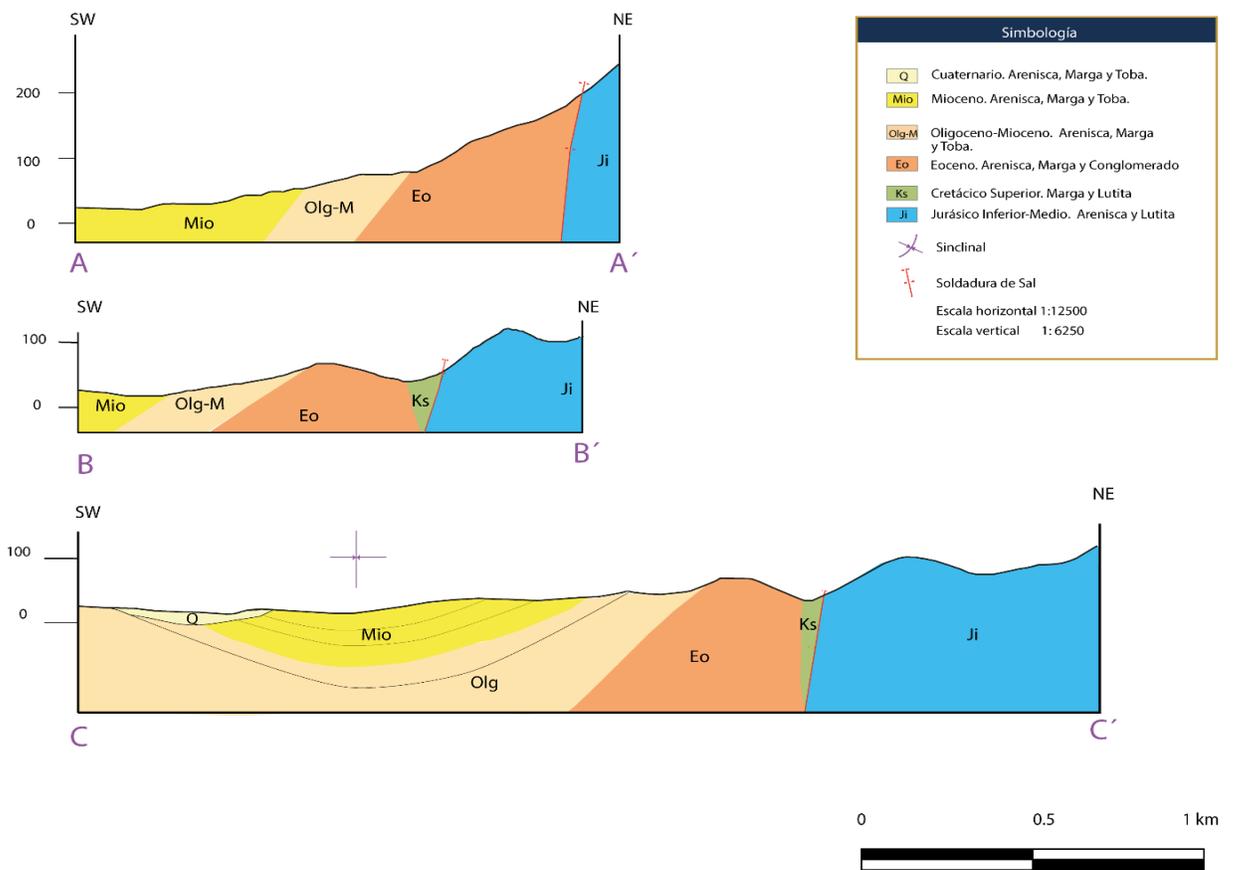
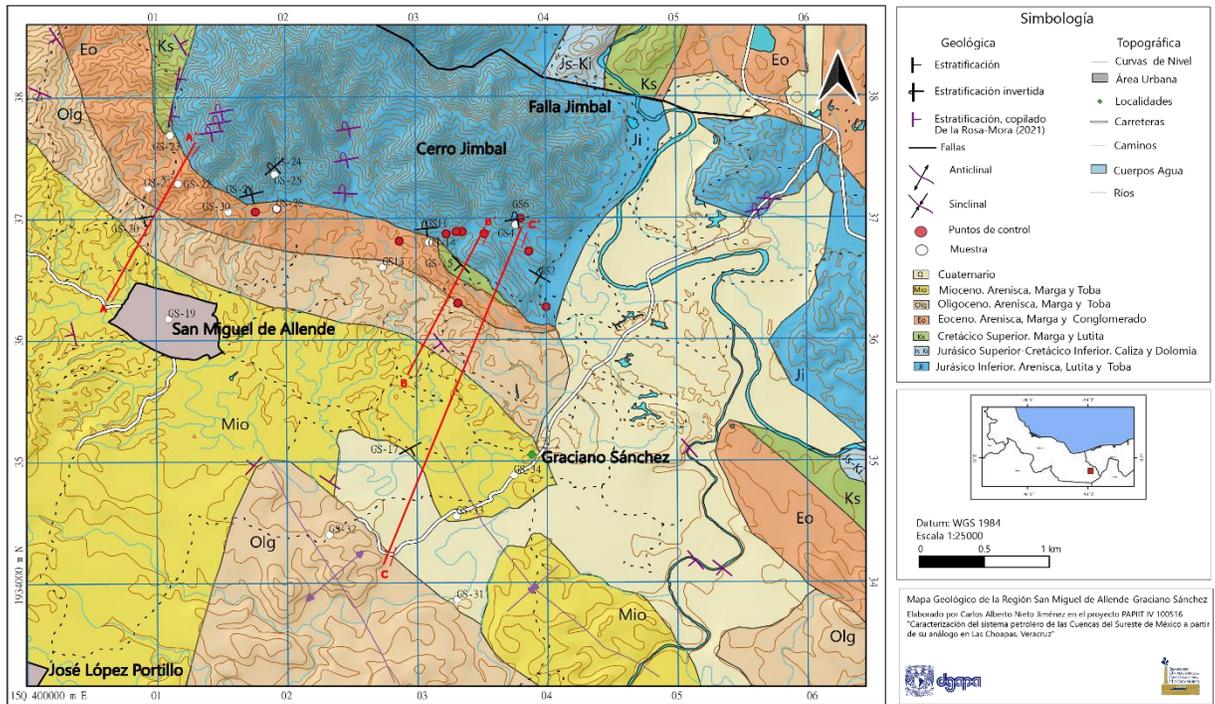


Figura 14. Mapa geológico y secciones geológicas elaboradas en gabinete.

Tras la correlación de las columnas A, B y C (figura 15) derivadas de las secciones mencionadas, se pudo observar que la sucesión eocénica se acuña hacia la porción sudeste. De igual forma, se observa que la sucesión del Cretácico Superior no presenta continuidad hacia la porción sudoeste.

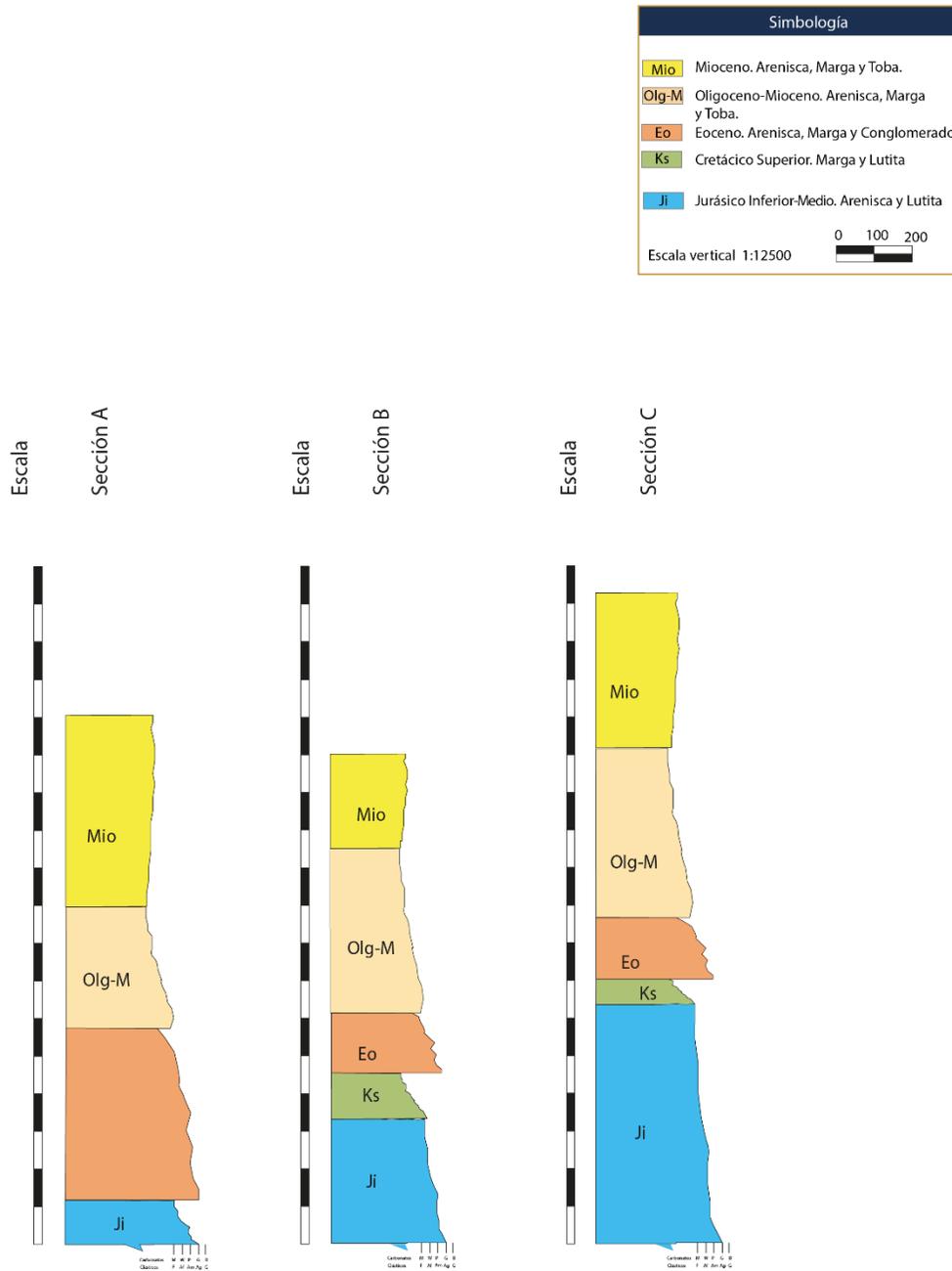


Figura 15. Columnas litoestratigráficas elaboradas en gabinete.

Capítulo 5. Discusión de resultados

La sucesión sedimentaria reconocida en el área de estudio presenta atributos litológicos que le hacen correlacionable con las unidades expuestas en los flancos del Anticlinal de Cerro Pelón. Con base en las observaciones en campo y gabinete, se considera que la sucesión clásica del Cerro Jimbal es correlacionable con la Formación Salina de edad Jurásico Inferior-Medio (Galicia-Flores y Lazcano-Camacho, 2018). Cabe destacar que los niveles tobáceos observados por el autor en la porción sudoeste del Cerro Jimbal no habían sido reportados por autores previos (Benavides, 1950; Galicia-Flores & Lazcano-Camacho, 2018). La unidad cronoestratigráfica del Cretácico Superior reconocida en la porción sudeste, en las cercanías del ejido de Graciano Sánchez, guarda similitudes litológicas y cronológicas con la Formación Méndez, por lo cual se le considera correlacionable. Sin embargo, a diferencia del flanco oriental donde la sucesión concluye con el depósito del límite Cretácico-Paleógeno (Centeno-García et al., en preparación), en la zona de estudio las rocas cretácicas se encuentran yuxtapuestas con las rocas del Jurásico Inferior-Medio y la sucesión Eocénica por medio de la Falla Olmeca. La sucesión del Eoceno observada en la zona de estudio guarda correspondencia con las rocas expuestas en el flanco occidental del Anticlinal de Cerro Pelón; sin embargo, los conglomerados observados en el área de estudio difieren en composición de los expuestos en el flanco de la estructura anticlinal (conglomerados con fragmentos calcáreos), por lo cual, la edad de los conglomerados podría corresponder a un depósito de talud más joven del que se ha reportado. Debido a los límites trazados en la presente investigación, la sucesión del Oligoceno no fue analizada con rigor; sin embargo, sus características sedimentológicas le hacen aparentemente correlacionable con la unidad oligocénica del flanco Oeste. Las rocas de edad Mioceno observadas en la porción sur del Cerro Jimbal no difieren litológicamente de las rocas del Oligoceno, por lo cual, su límite fue trazado mediante el control paleontológico. A pesar de que la sucesión del Mioceno no fue analizada a detalle, se considera que es correlacionable en cuanto a edad y litología con las rocas de edad Mioceno reportados en el flanco occidental por Centeno-García et al. (en preparación).

Tras esta descripción, resulta evidente la ausencia de las rocas de la Formación Chinameca expuesta en ambos flancos del anticlinal, y la presencia de la Formación Méndez en una distribución espacial distinta a lo observado en otros afloramientos expuestos de la estructura. En

este capítulo se presenta el modelo estructural De la Rosa-Mora (2021) y el Modelo de Soldadura de Sal propuesto en el presente trabajo como posibles soluciones a la evolución geológica del área. El modelo estructural se encuentra sustentado por la deformación regional abordada por Witt et al (2012). De acuerdo con el autor, el área de Cerro Pelón fue afectada por las fallas de comportamiento transpensivo izquierdo Tuxtla Malpaso y Veracruz durante el Mioceno. Dicha actividad tectónica generó la recumbencia al Este del Anticlinal del Cerro Pelón y un arreglo de plegamiento escalonado (figura 16).

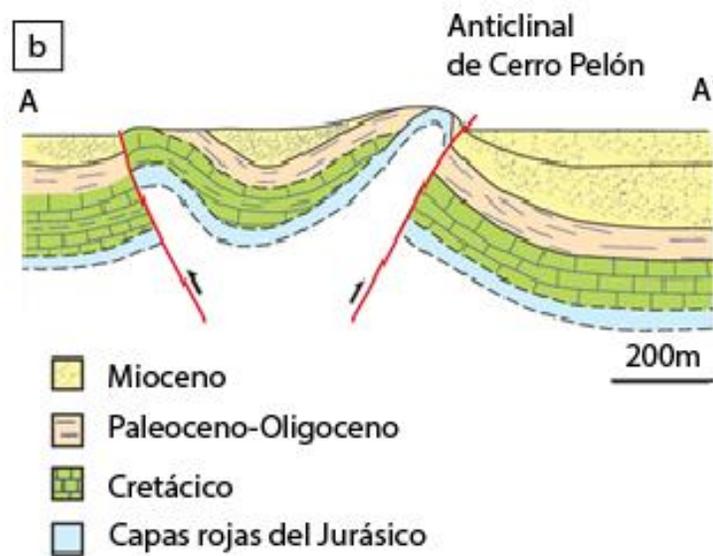


Figura 16. Sección esquemática del Anticlinal de Cerro Pelón. Figura tomada de Witt et al. (2012).

El modelo estructural (De la Rosa-Mora, 2021) propone que el anticlinal de Cerro Pelón corresponde a una estructura de flor positiva. De acuerdo con el autor, la deformación regional se reflejó en la zona de estudio a través de la Falla San Miguel de Allende, que mediante una cinemática lateral desfase hacia el sur la sucesión del Cenozoico. Posteriormente, la Falla Olmeca de cinemática normal, deslizó el bloque sur hasta yuxtaponer la sucesión cenozoica con las rocas del Jurásico Inferior como se observa al pie del Cerro Jimbal (figura 17).

De la Rosa-Mora (2021) propone que la edad de la exhumación del Cerro Jimbal ocurrió durante el Mioceno sustentado por un estudio de fisión traza en apatitos que permite inferir que la

sucesión clástica del Jurásico Inferior-Medio se encontraba a 4.5 km de profundidad hasta hace 16.1 Ma.

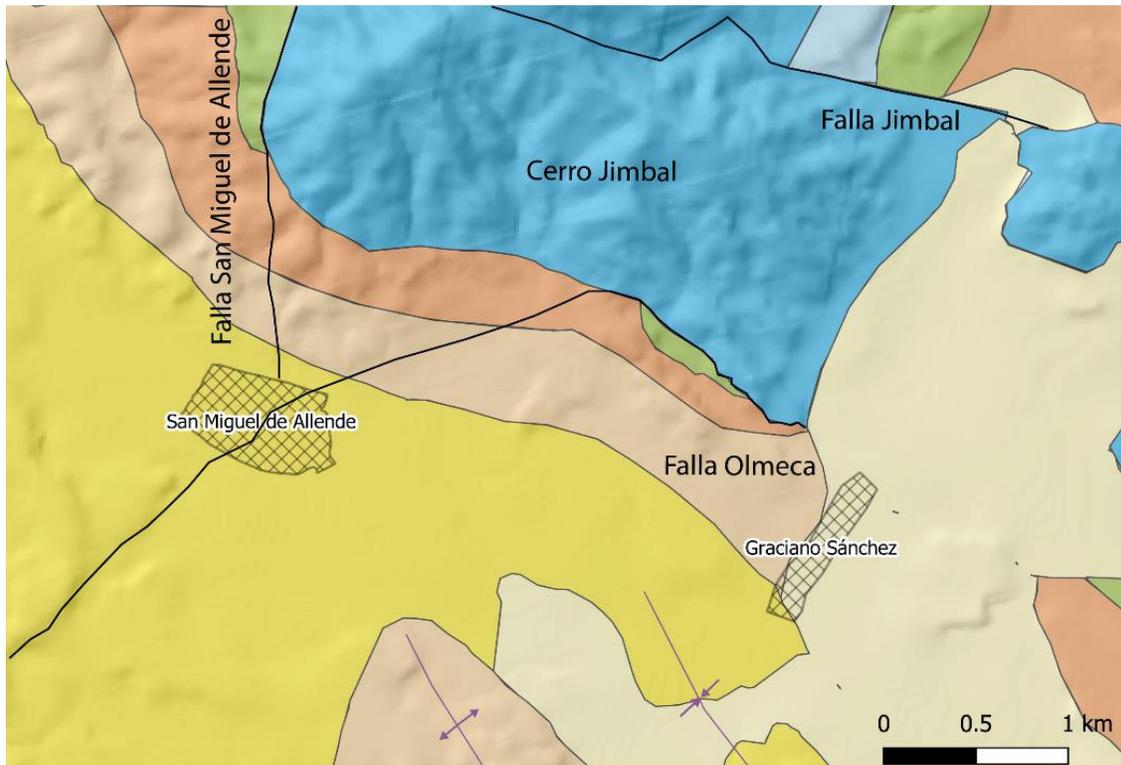


Figura 17. Ubicación de las fallas del Modelo Estructural (De la Rosa-Mora, 2021). Fallas ubicadas dentro del mapa geológico del presente trabajo.

El modelo alternativo de la presente investigación propone que el contacto localizado al Sur del Cerro Jimbal corresponde a una soldadura de sal (figura 18). De acuerdo al emplazamiento supuesto para la sal, se propone clasificarla como una soldadura terciaria (Jackson & Hudec, 2017). Si se clasifica mediante el parámetro de geometría, la soldadura del Cerro Jimbal de aspecto sigmoide corresponde a una soldadura de llave inglesa (wrench weld). El parámetro de espesor de evaporitas residuales, que en el área de estudio es inexistente, permitiría denominarle como soldadura completa (Jackson & Hudec, 2017).

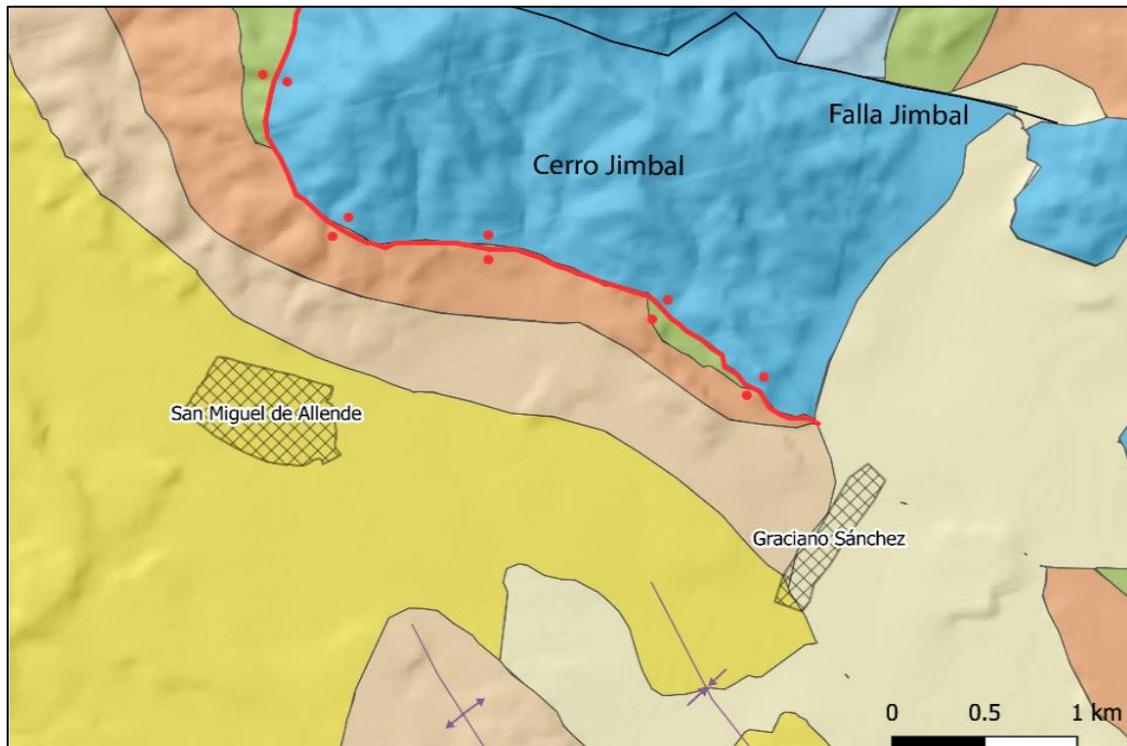


Figura 18. Modelo de soldadura salina propuesto en el presente trabajo.

Como se ha mencionado antes, las soldaduras salinas son estructuras salinas que yuxtaponen niveles estratigráficos distintos por medio de la tectónica salina (Jackson & Hudec, 2017). Debido a esto, resulta conveniente definir el sistema salino con base en la bibliografía y en lo observado en la presente investigación para abordar el modelo propuesto. En las secciones medidas dentro del Cerro Jimbal se pudo observar, como único vestigio de sal, a los moldes de cristales de halita contenidos en los niveles clásticos de la Formación Salina. Aunque estos moldes de cristales no son indicadores directos de un depósito evaporítico considerable, autores como Contreras & Castellón (1960) reportan que en la estructura de Tonalapa (ubicada dentro de la Cuenca Salina del Istmo) diversos pozos han encontrado sal sobreyaciendo a las rocas jurásicas de la Formación Salina e infrayaciendo a la sucesión marina de la Formación Chinameca. Con base en esta información se infiere que la Formación Salina corresponde a la sucesión de presal dentro del sistema de sal. Siguiendo con esta línea de pensamiento, las formaciones por encima de la sal

corresponden a la sucesión de sobrecarga, es decir, la Formación Chinameca (no expuesta en el área de estudio) y la Formación Méndez.

De acuerdo con Jackson & Hudec (2017), se denomina sal autóctona a los cuerpos salinos que se han desplazado desde su posición original mediante la migración salina, mientras que las rocas que le infrayacen se definen como sucesión de subsal. En la presente investigación no se pudo contar con información que permita determinar si existió un proceso de migración salina; sin embargo, se rescata que en las cercanías del Anticlinal de Cerro Pelón (4 km al Norte), estudios de reflexión sísmica han detectado depósitos salinos a 100 metros de profundidad (Acevedo, 1962). Esto permite inferir que esta sal ha experimentado un proceso de migración que cortó las sucesiones jóvenes. Si se considera que la sal autóctona se ubica a esta profundidad, resulta congruente que la sucesión del Cenozoico y del Mesozoico (excluyendo a la Formación Salina) corresponden a la sucesión de subsal.

Si abordamos la migración de la sal con base en el rubro de relaciones de edad (Jackson & Hudec, 2017) podemos inferir que la sucesión precinemática (depositada previo a la migración de la sal) corresponde a la Formación Salina. El momento de la migración resulta difícil de definir debido a los límites de la investigación; sin embargo, tomando en cuenta que el Cerro Jimbal se encontraba a 4.5 km de profundidad hasta hace 16.1 Ma (De la Rosa-Mora, 2021), se considera que la migración hacia la superficie se dio durante el Mioceno. Esto concuerda con Witt et al. (2012), ya que explican que los pliegues y fallas con orientación NW-SE asociadas a la estructura de la Sierra de Madre de Chiapas parecen haber favorecido la migración de sal hacia el Norte durante este periodo. Bajo esta hipótesis las rocas del Mioceno equivalen a la sucesión sincinemática y las rocas depositadas tras la migración (post-Mioceno) a la sucesión postcinemática.

En un modelo de soldadura tradicional, el ascenso de la sal promueve la exhumación de la sucesión de sobrecarga. En un comportamiento análogo dentro de la zona de estudio, el Cerro Jimbal debería corresponder a la sucesión de sobrecarga; sin embargo, esto no se cumple. De acuerdo con Jackson & Hudec (2017) las soldaduras pueden ser generadas indirectamente por un régimen tectónico no asociado a un cuerpo salino preexistente. Tomando en cuenta esto, es posible que el régimen transpresivo que tuvo lugar durante el Mioceno en el área de estudio haya permitido migrar la sal a través de las fallas, ya que estas representan planos de debilidad en los cuales la sal

puede ascender. El ascenso por medio de fallas hace posible la migración del Mioceno, sin embargo, incluso en este escenario, la causa principal de la exposición del Cerro Jimbal corresponde al régimen tectónico contemplado por De la Rosa-Mora (2021).

Aunque resulta posible que la sal ascienda por medio de las fallas y tras la eliminación del suministrador de sal se desarrolle una soldadura (Botero-Tautiva, 2016) existen inconsistencias en el modelo de soldadura que le hacen inviable. En primer lugar, la naturaleza del contacto entre las rocas jurásicas del Cerro Jimbal con las rocas de la Formación Méndez y el Eoceno obedece a un desplazamiento por falla normal, lo cual descarta una discordancia que debería resultar de una soldadura hipotética. Sumado a esto, la actividad de la sal debió expresarse en el régimen de sedimentación, como ejemplo, la sucesión sincinemática debió presentar cambios en el patrón de sedimentación; sin embargo, dentro de los límites de esta investigación no se observó dicho comportamiento.

Se concluye que el modelo estructural (De la Rosa-Mora, 2021) satisface al contacto entre las rocas jurásicas del Cerro Jimbal con las rocas estratigráficamente más jóvenes y, a falta de evidencias como estudios de reflexión sísmica que permitan observar las relaciones regionales del registro estratigráfico, no se puede afianzar que el contacto corresponda a una soldadura de sal.

Capítulo 6. Conclusiones

- 1 La distribución espacial de las rocas del Jurásico Inferior-Medio se da en el sector sudeste yuxtapuestas con la sucesión del Eoceno y, en una pequeña porción del sudoeste con las rocas del Cretácico Superior por medio de una falla normal.
2. La evolución geológica propuesta por De la Rosa-Mora (2021) satisface al arreglo estructural del Cerro Jimbal y, a falta de evidencias como estudios de reflexión sísmica que permitan observar las relaciones regionales del registro estratigráfico, no se puede comprobar que el arreglo espacial corresponda a una estructura de soldadura de sal.
3. Se reportan niveles de tobas dentro de la Formación Salina con base en el estudio petrográfico de las muestras recolectadas al sudoeste del Cerro Jimbal.

7. Referencias

- Benavides, L. (1950). El Anticlinal del Cerro Pelón, Municipio de Minatitlán, Veracruz. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 2 (10), 599-616.
- Botero-Tautiva, J. A. (2016). Nuevas técnicas de análisis en modelización analógica: Interpretación de volúmenes sísmicos obtenidos a partir de secciones de modelos experimentales. Tesis de licenciatura, Universidad Politécnica de Catalunya.
- Castillo-Tejero, C. (1955). Bosquejo Estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 7(5-6), 173-212.
- Centeno-García-García, E., Silva-Romo, G., Grajales-Nishimura, J., Ortega-Flores, B. (2019). Caracterización del Sistema Petrolero de las Cuencas del Sureste de México a partir de su análogo en Cerro Pelón, Las Choapas, Veracruz. Libroto Guía del Taller Teórico Práctico, 60 (En proceso de publicación).
- Coe, A., Argles, T., Rothery, D., Spicer, R. (2010). *Geological Field Techniques*. Wiley-Blackwell Publishing, 1, 309.
- Contreras, H., Castellón, M. (1960). Morfología y origen de los domos salinos del Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 7 (7-8), 43-53.
- De la Rosa-Mora, O. (2021). Cartografía geológica y origen de la estructura en flor de Cerro Pelón, Veracruz. Borde de la Cuenca Salina, Sureste de México (2021). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Galicia-Flores, E., Lazcano-Camacho, M. (2018). Caracterización sedimentológica de la Formación Salina en el Anticlinal Cerro Pelón. Las Choapas, Ver. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T., Garza, R., Iriondo, A., Weber, B., 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. *Geosphere*, 7 (1), 121-144.
- Hossack, J. (1995). Geometric rules of section balancing for salt structures, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: A global perspective*: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists. En: Jackson, M., Hudec, M. (2017). *Salt Tectonics, Principles and Practice*. Cambridge University Press. 1, 11-12.
- Jackson, M., Hudec, M. (2017). *Salt Tectonics, Principles and Practice*. Cambridge University Press, 1, 497.

López-Ortiz, R. (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, 14 (5-6), 135.

Magoon, L.B., Hudson, T.L., Cook, H.E. (2001). Pimienta-Tamabra(!)-A Gigant supercharged Petroleum System in the Southern Gulf of Mexico, Onshore and Offshore Mexico. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 75, 83-126.

Martínez-Castillo, F.J. (2001). Geological study of the Miocene Rodador Field and its exploitation possibilities, Tabasco State, Southeastern Mexico, in Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A., (Editores), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists, 75, 83-125.

Pettijohn F. (1975). Sedimentary rocks. Harper Publisher, 3, 628.

Pettijohn, F., Potter, P., Siever, R. (1987). Sand and sandstone. Springer-Verlag, 2, 553.

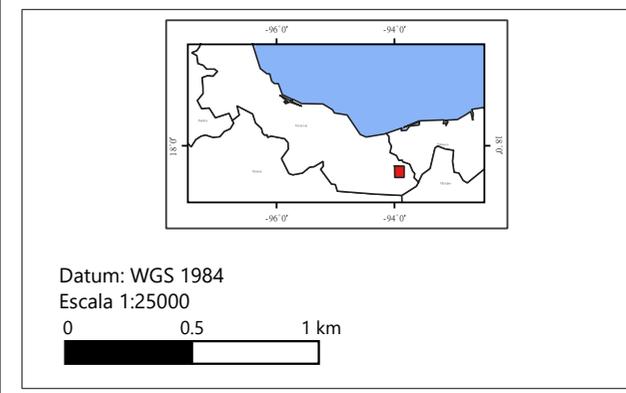
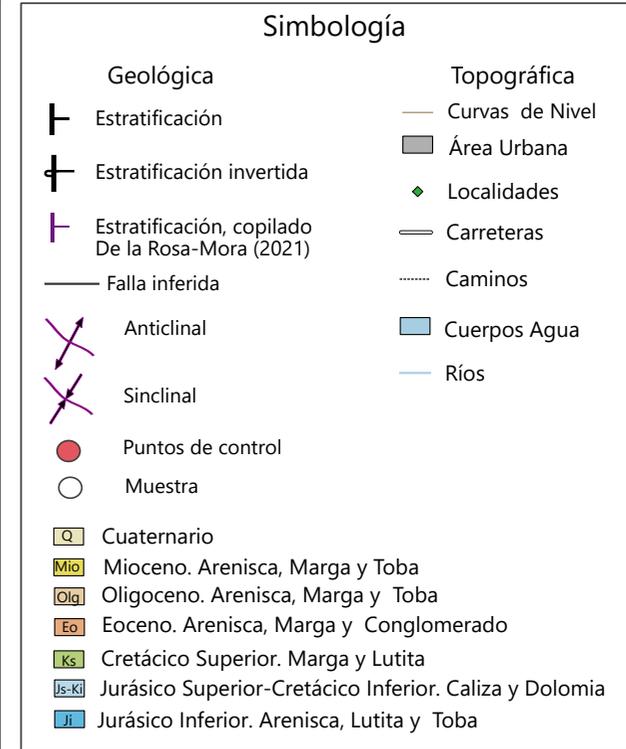
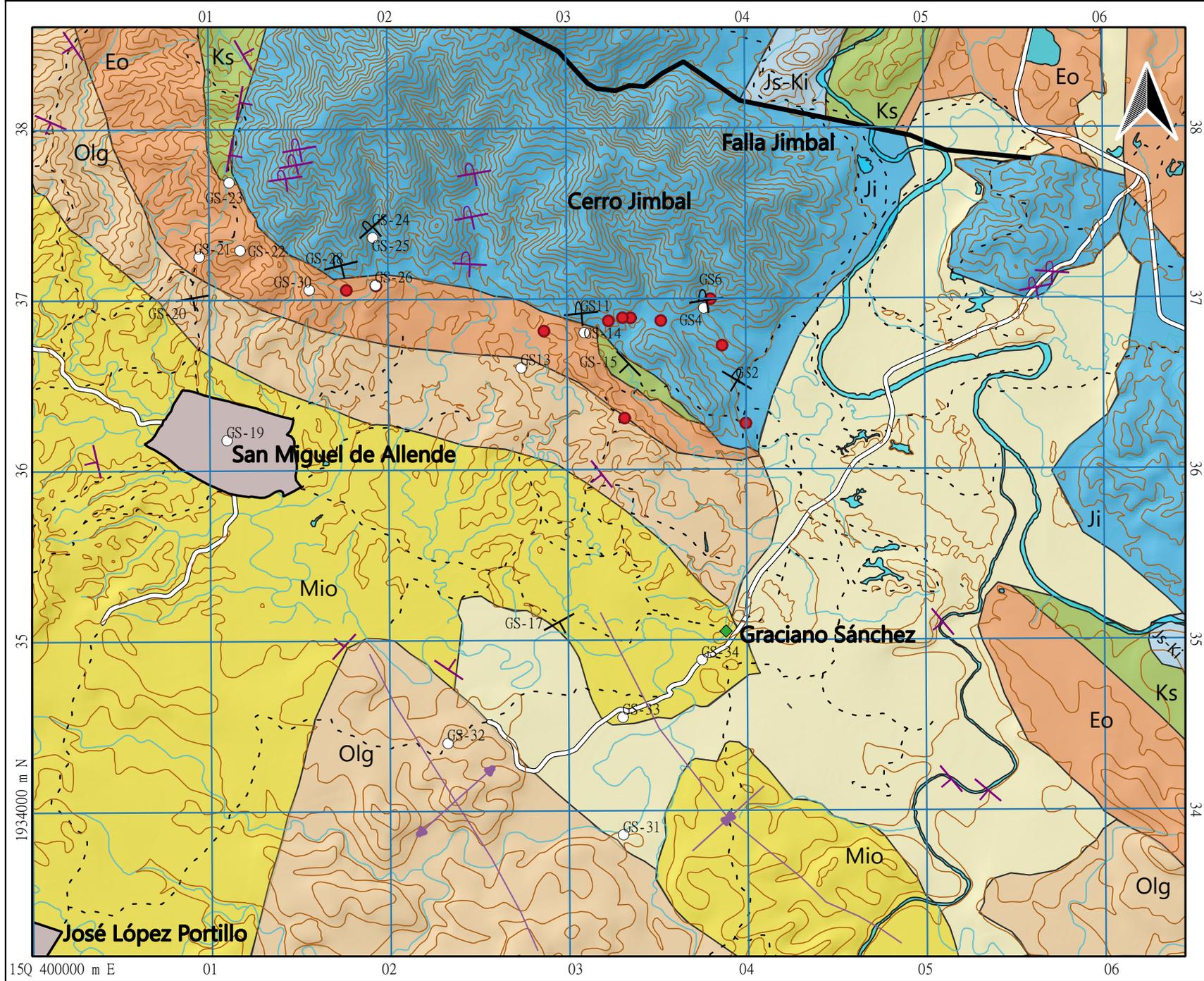
Quezada–Muñetón, F.M. (1987). El Cretácico Medio–Superior y el límite Cretácico Superior–Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, 39 (1), 3–98.

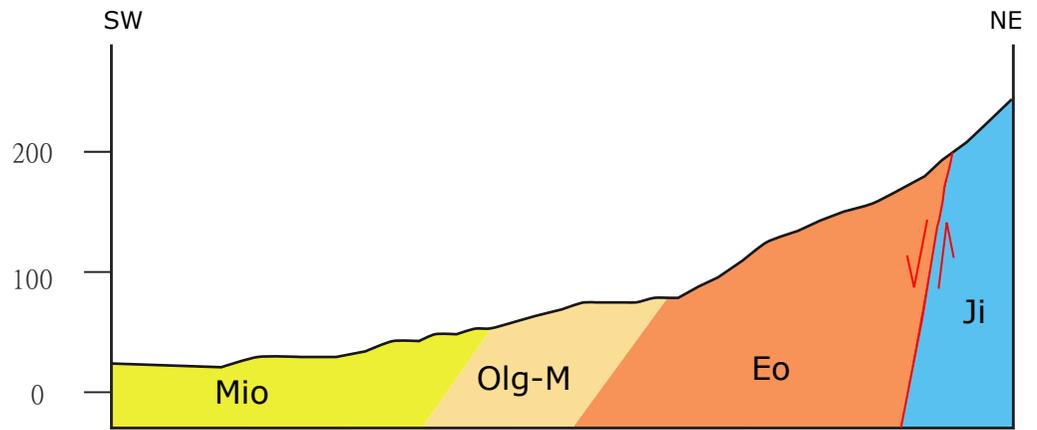
Sapper, K., (1894). Grundzüge der Physikalischen Geographie von Guatemala: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 113 (1), 59.

Acevedo, J., (1962). Estructuras de la Porción Occidental del Frente de la Sierra Madre de Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 14 (5-6), 111-134.

Stille, H. (1925). The Upthrust of the Salt Masses Germany. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 9, 417-441.

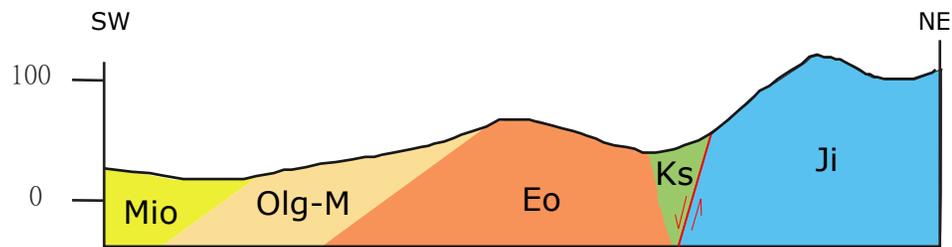
Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olaez, N., Martine, J. (2012). The transpressive left-lateral Sierra Madre de Chiapas and its buried front in the Tabasco plain (southern Mexico). Journal of the Geological Society, London, 169, 143 –155.





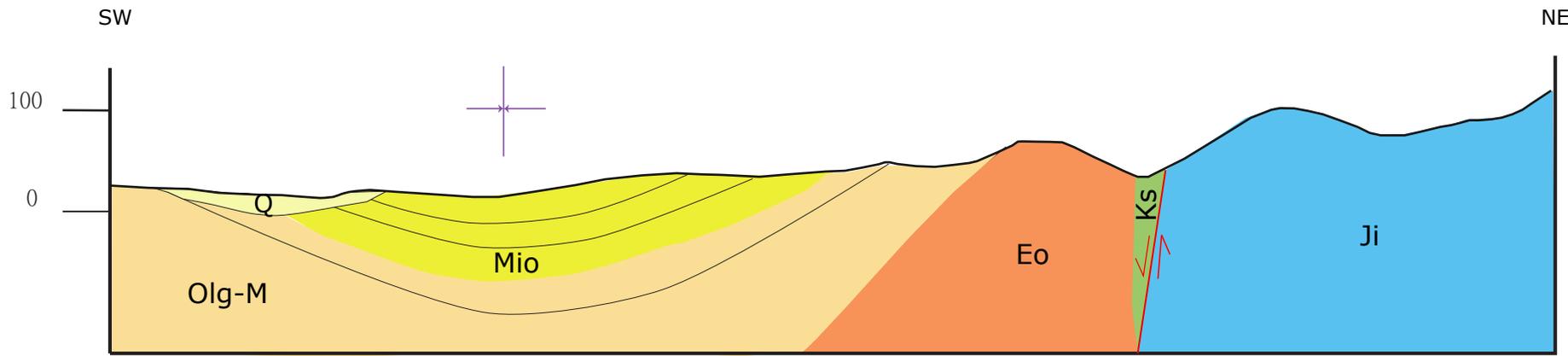
A

A'



B

B'



C

C'

| Simbología | |
|------------|--|
| Q | Cuaternario. Arenisca, Marga y Toba |
| Mio | Mioceno. Arenisca, Marga y Toba |
| Olg-M | Oligoceno-Mioceno. Arenisca, Marga y Toba |
| Eo | Eoceno. Arenisca, Marga y Conglomerado |
| Ks | Cretácico Superior. Marga y Lutita |
| Ji | Jurásico Inferior-Medio. Arenisca y Lutita |
| | Sinclinal |
| | Falla Olmeca |

Escala horizontal 1: 12500
Escala vertical 1: 6250

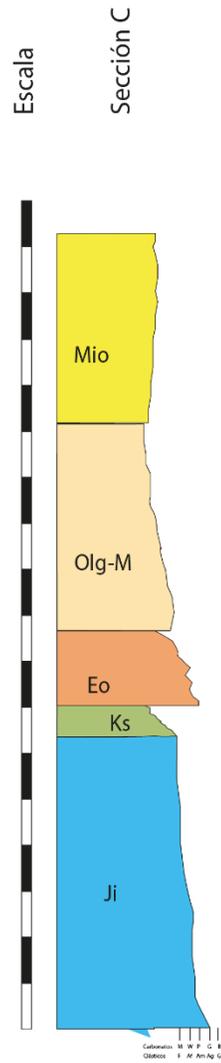
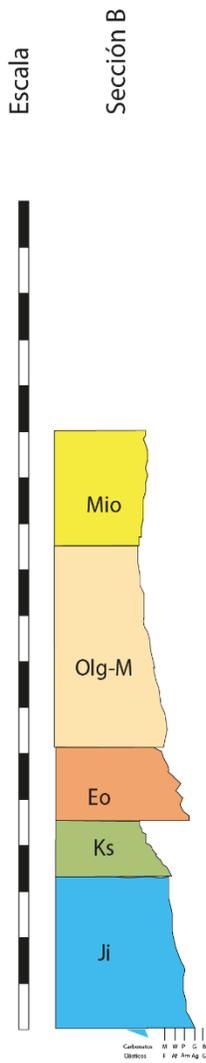
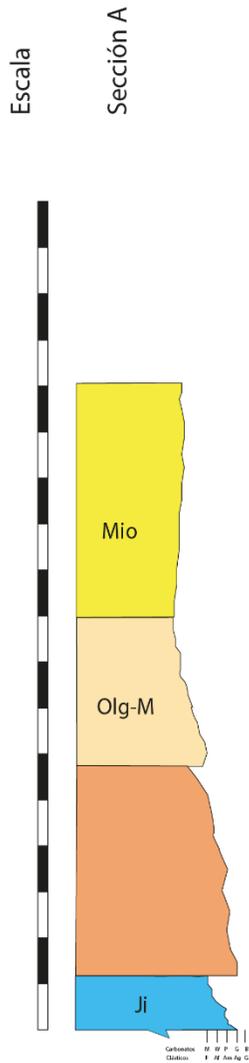
0 0.5 1 km



Columnas Litoestratigráficas Esquemáticas

| Simbología | |
|--------------|--|
| Mio | Mioceno. Arenisca, Marga y Toba. |
| Olg-M | Oligoceno-Mioceno. Arenisca, Marga y Toba. |
| Eo | Eoceno. Arenisca, Marga y Conglomerado |
| Ks | Cretácico Superior. Marga y Lutita |
| Ji | Jurásico Inferior-Medio. Arenisca y Lutita |

Escala vertical 1:12500



Apéndice 2. Petrografía

Muestra: GS4

Textura:

Tamaño de grano: Arena

Clasificación: Mal clasificado

Esfericidad: Anguloso a subanguloso

Contacto: Cóncavo-convexo

Observaciones:

Se observan laminaciones de material arcilloso y arena. Dentro del material limoso se encuentran inmersos granos de halita con deformación.

Clasificación:

Grauvaca Feldespática (Pettijohn, 1987)

Aumento: 10 X

Tipo de luz: LP

Composición:

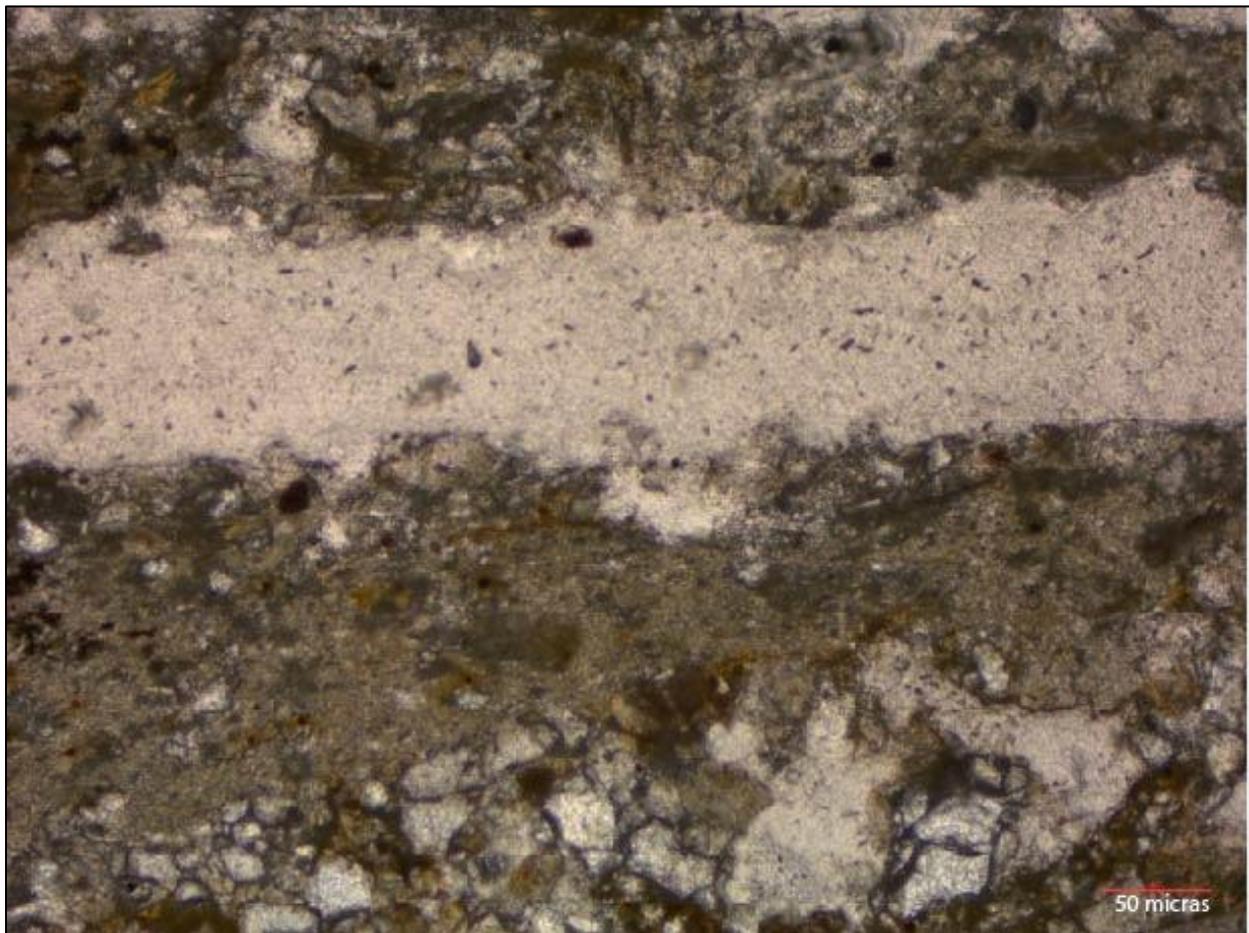
Fragmentos de líticos 10%

Feldespato 25%

Cuarzo 65%

Matriz 20 %

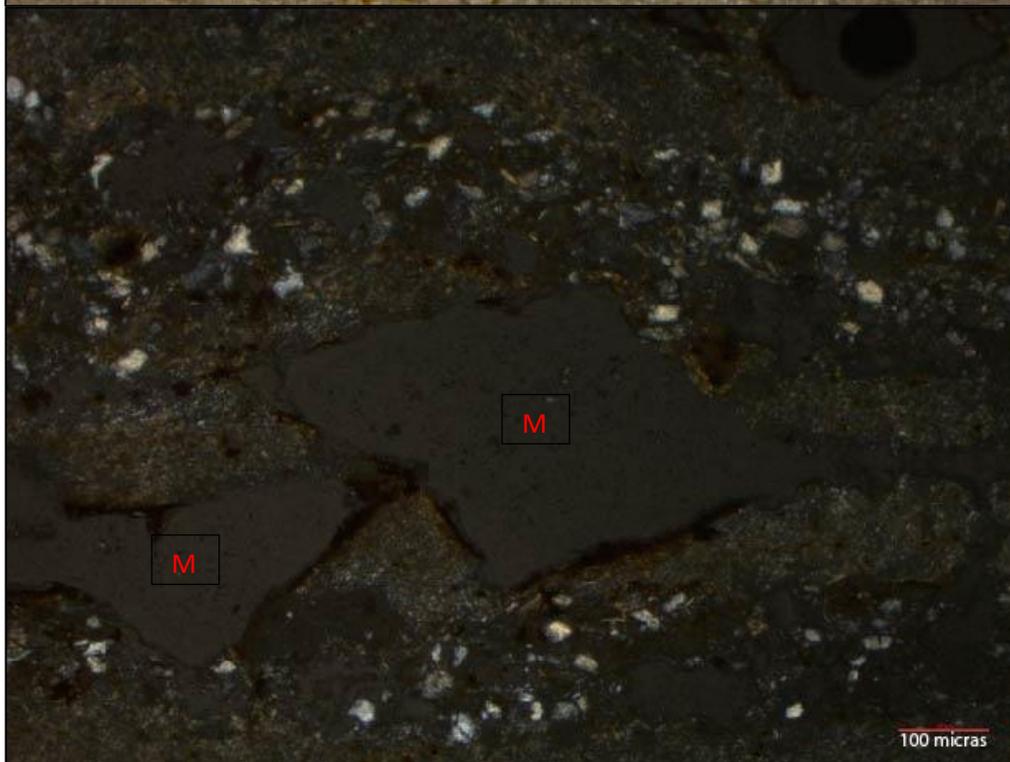
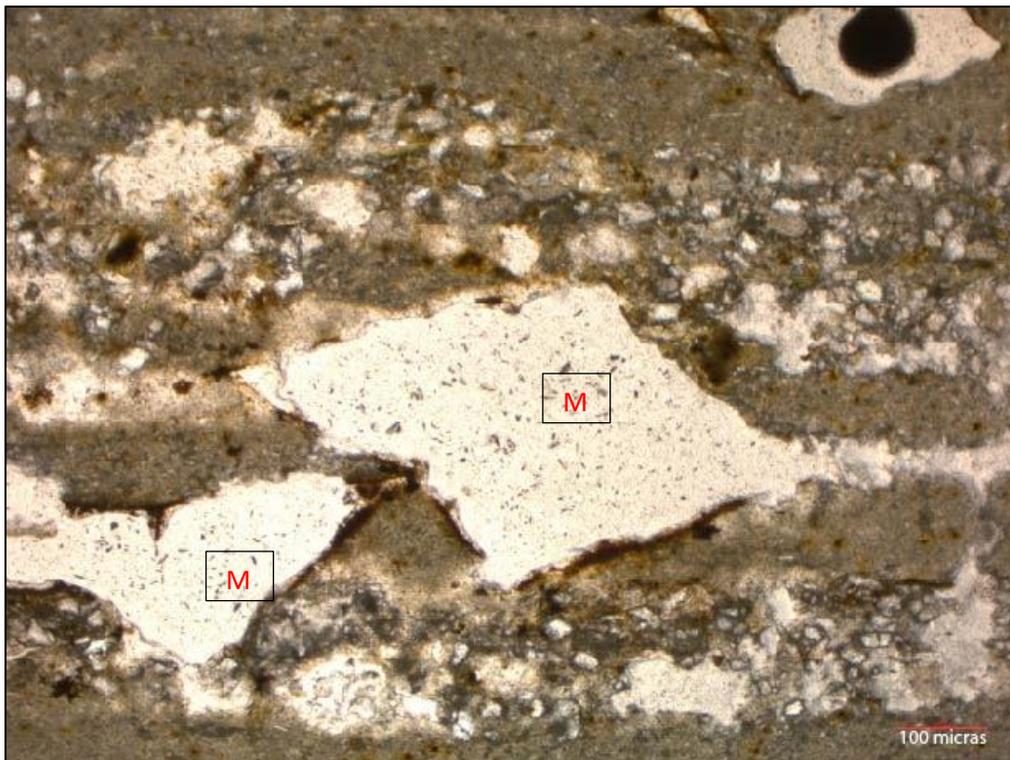
(valores normalizados)



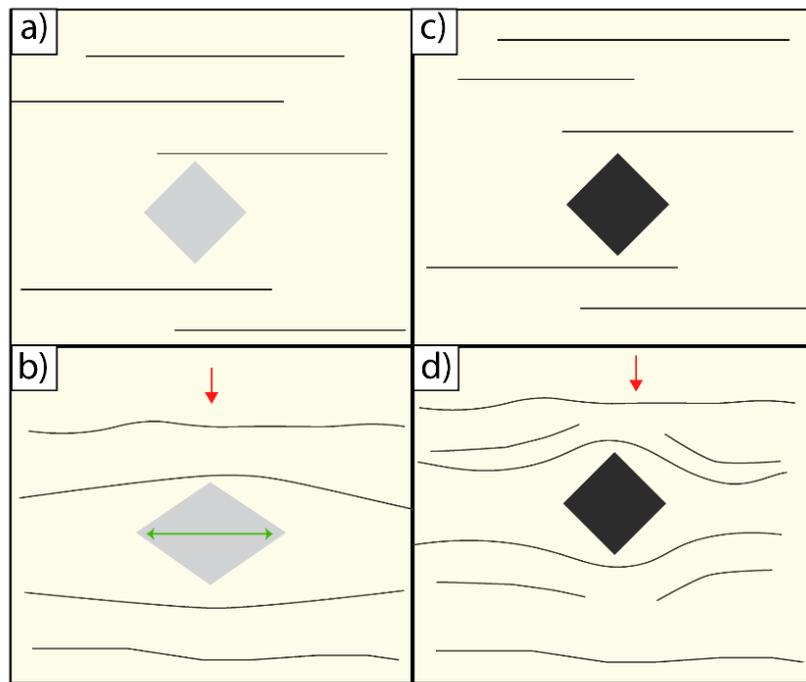
Detalle: Moldes de cristales con deformación (M)

Aumento: 5 X

Tipo de luz: LP & NC



El análisis petrográfico permitió observar que los moldes de cristales presentaban deformación por compactación, bajo esta observación se plantearon dos escenarios para discernir la naturaleza del mineral precursor de los moldes. En el primer escenario el mineral precursor corresponde a la halita (a) bajo esta suposición, el efecto de la compactación genera que el mineral se acorte en la vertical y se expanda hacia el corte horizontal (b). En el segundo escenario se propone que los moldes de cristales corresponden a un mineral precursor más competente a la deformación como la pirita (c). Siguiendo esta línea de pensamiento, la deformación en el sedimento no deforma al cristal y, en su defecto, se genera una deformación en el sedimento que bordea al cristal de pirita (d). Mediante esta comparativa se llegó a la conjetura que el molde precursor corresponde a la halita, de igual forma, el análisis petrográfico permitió clasificar a la unidad de arenisca como grauvaca feldespática (Pettijohn, 1987).



Deformación por compactación de los moldes de cristales. Los esquemas de la izquierda representan el escenario de un mineral de halita precursor (figura sombreada de gris). Los esquemas de la derecha representan el escenario de un mineral de pirita precursor (figura sombreada de negro).

Muestra: GS25

Textura:

Tamaño de grano: Fino (< 0.062)

Clasificación: Moderadamente seleccionado

Forma: Subhedral- Anhedral

Contacto: Cóncavo-convexo

Clasificación:

Toba cristalina (Schmidt, 1981)

Aumento: 40 X

Tipo de luz: NC

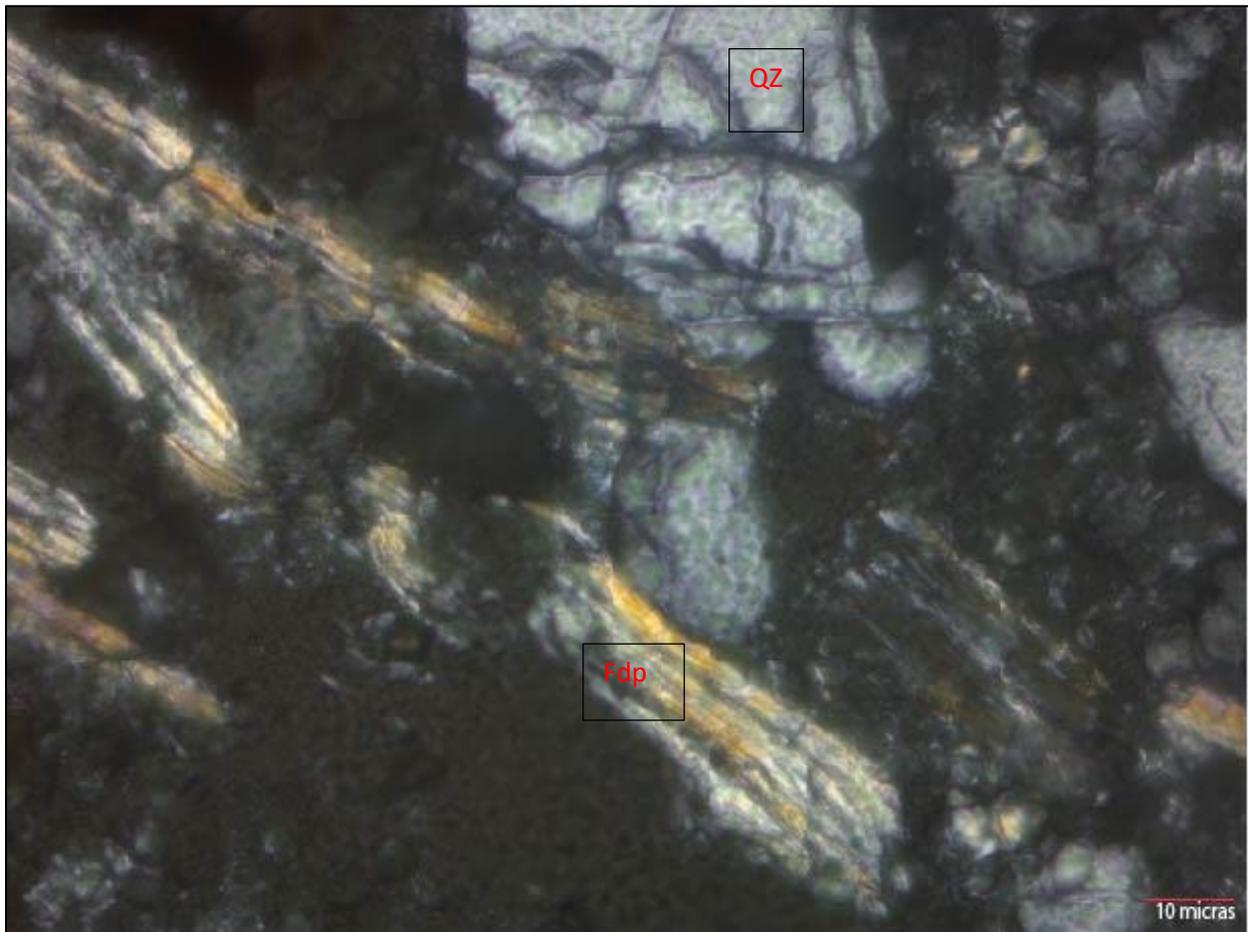
Composición:

Vitroclastos 10 %

Cristoclastos 75%

Litoclastos 15%

Valores normalizados



Muestra: GS28

Textura:

Tamaño de grano: Fino

Clasificación: Moderadamente seleccionado

Forma: Subhedral- Anhedral

Contacto: cóncavo-convexo

Clasificación:

Arenisca tobácea

Aumento: 20 X

Tipo de luz: NC

Composición:

Feldespato 30%

Cuarzo monocristalino 25%

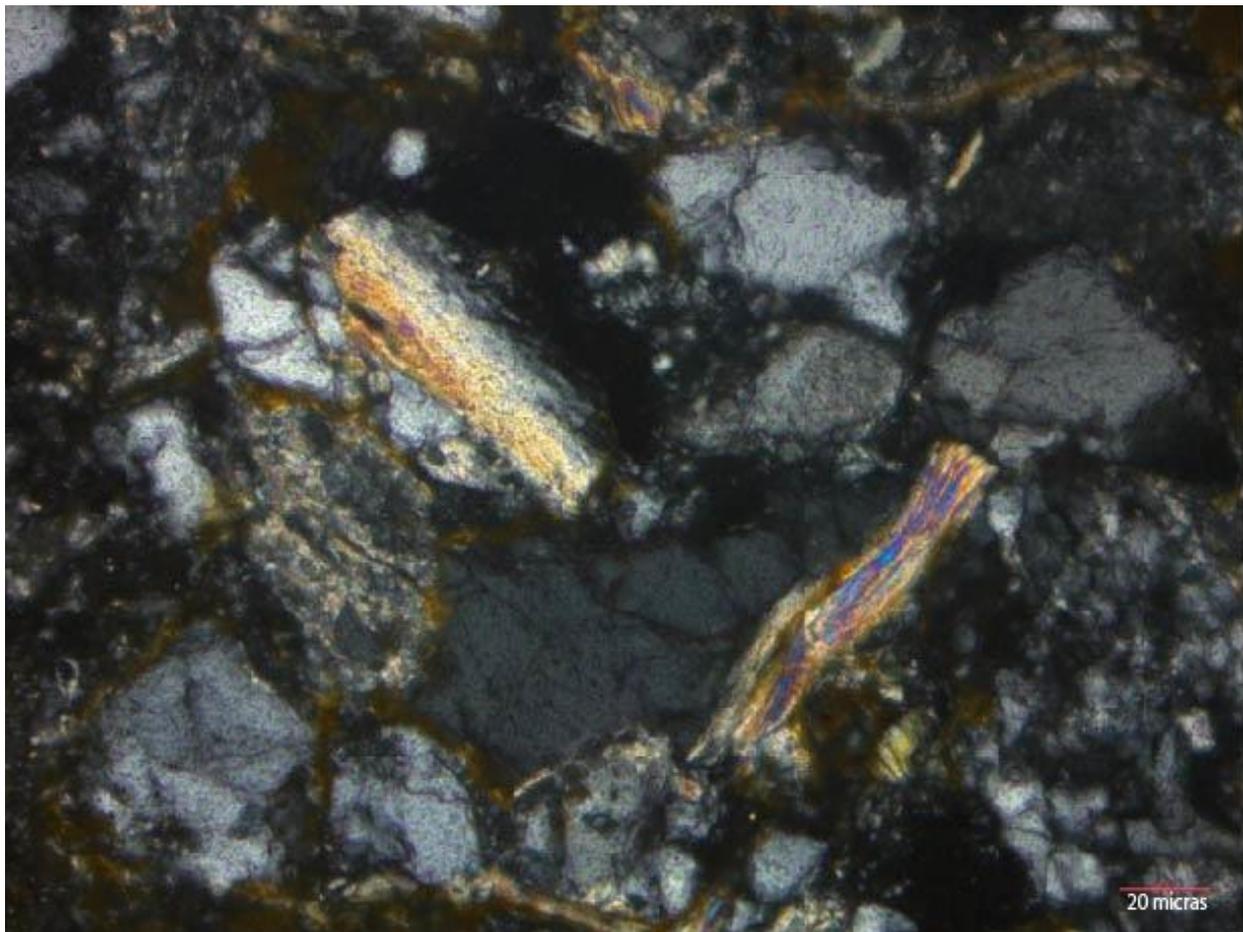
y Policristalino

Líticos ígneos 5%

Óxidos 10%

Micas 5%

Matriz 25%



Muestra: GS26

Textura:

Tamaño de grano: Grueso

Clasificación: Mal seleccionado

Esfericidad: Subanguloso

Contacto: Cóncavo y suturado

Clasificación:

Paraconglomerado polimíctico (Pettijohn, 1975)

Aumento: 5 X

Tipo de luz: SN

Composición:

Cuarzo mono y policristalino

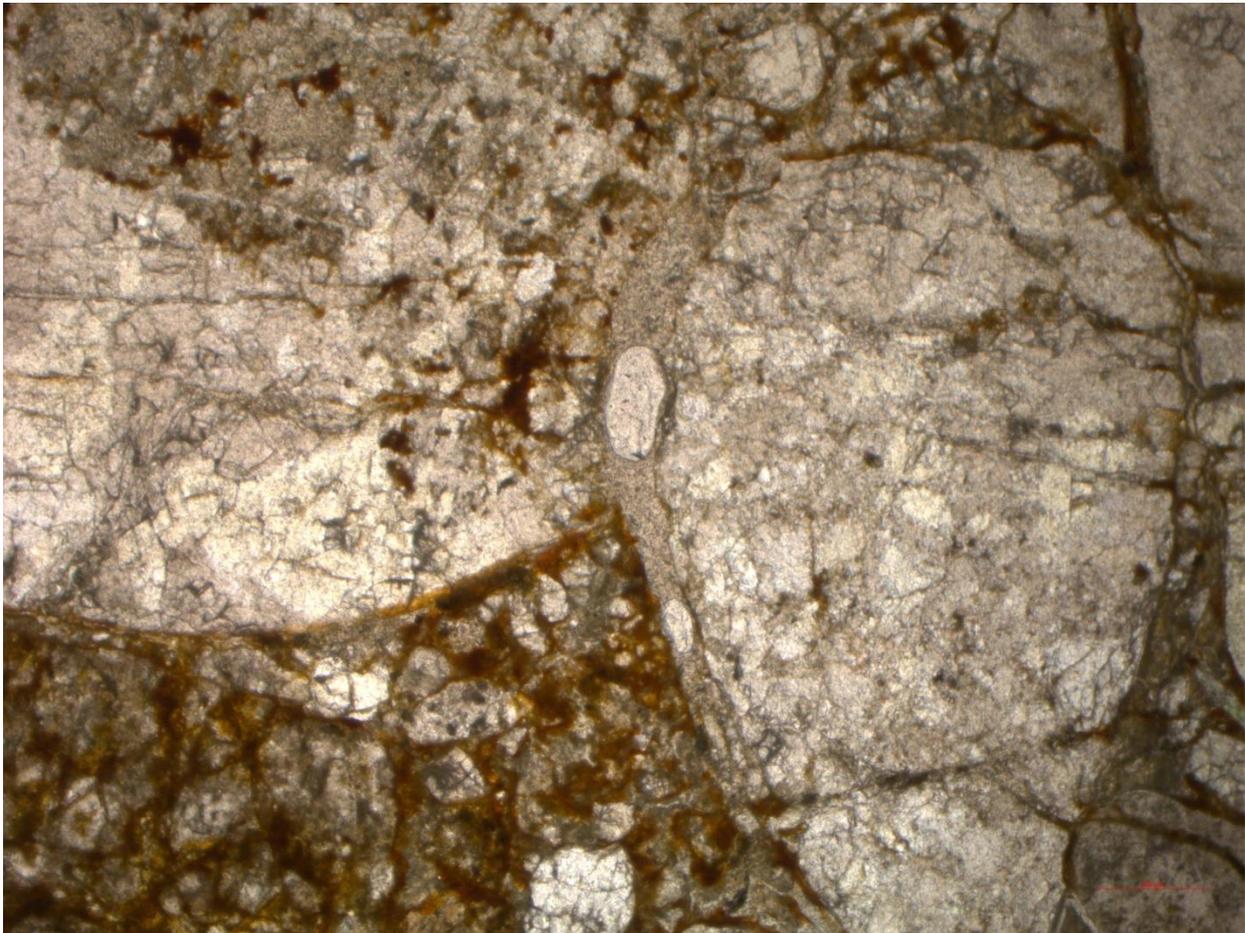
Líticos metamórficos

Líticos ígneos

Matriz

Óxidos

Pedernal



Muestra: GS30

Textura:

Tamaño de grano: Grueso

Clasificación: Mal seleccionado

Esfericidad: Subanguloso

Contacto: Cóncavo y suturado

Clasificación:

Paraconglomerado polimíctico (Pettijohn, 1975)

Aumento: 5 X

Tipo de luz: NC

Composición:

Cuarzo mono y policristalino

Líticos metamórficos

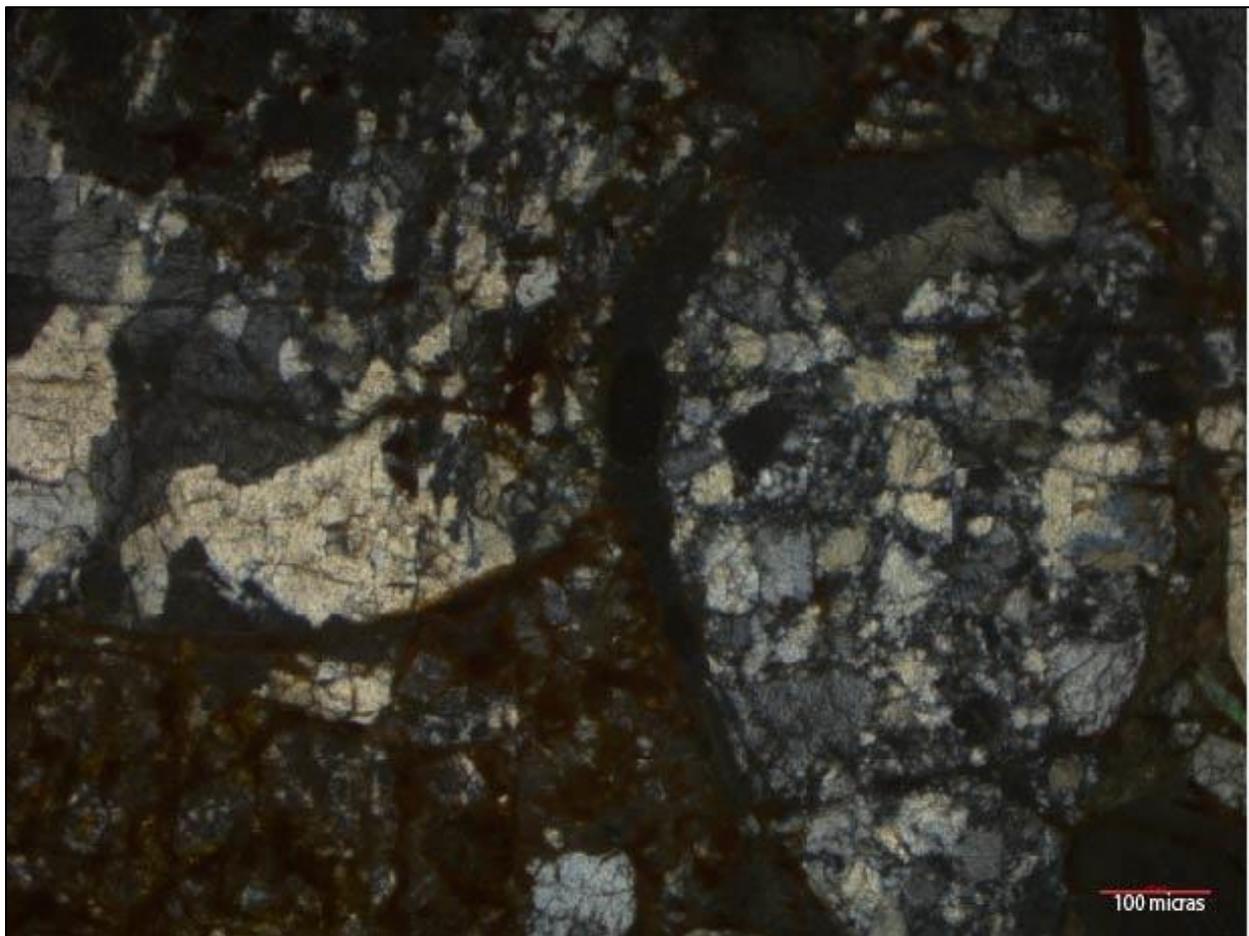
Líticos ígneos

Matriz arenosa

Ortocuarcita

Óxidos

Pedernal



Muestra: GS34

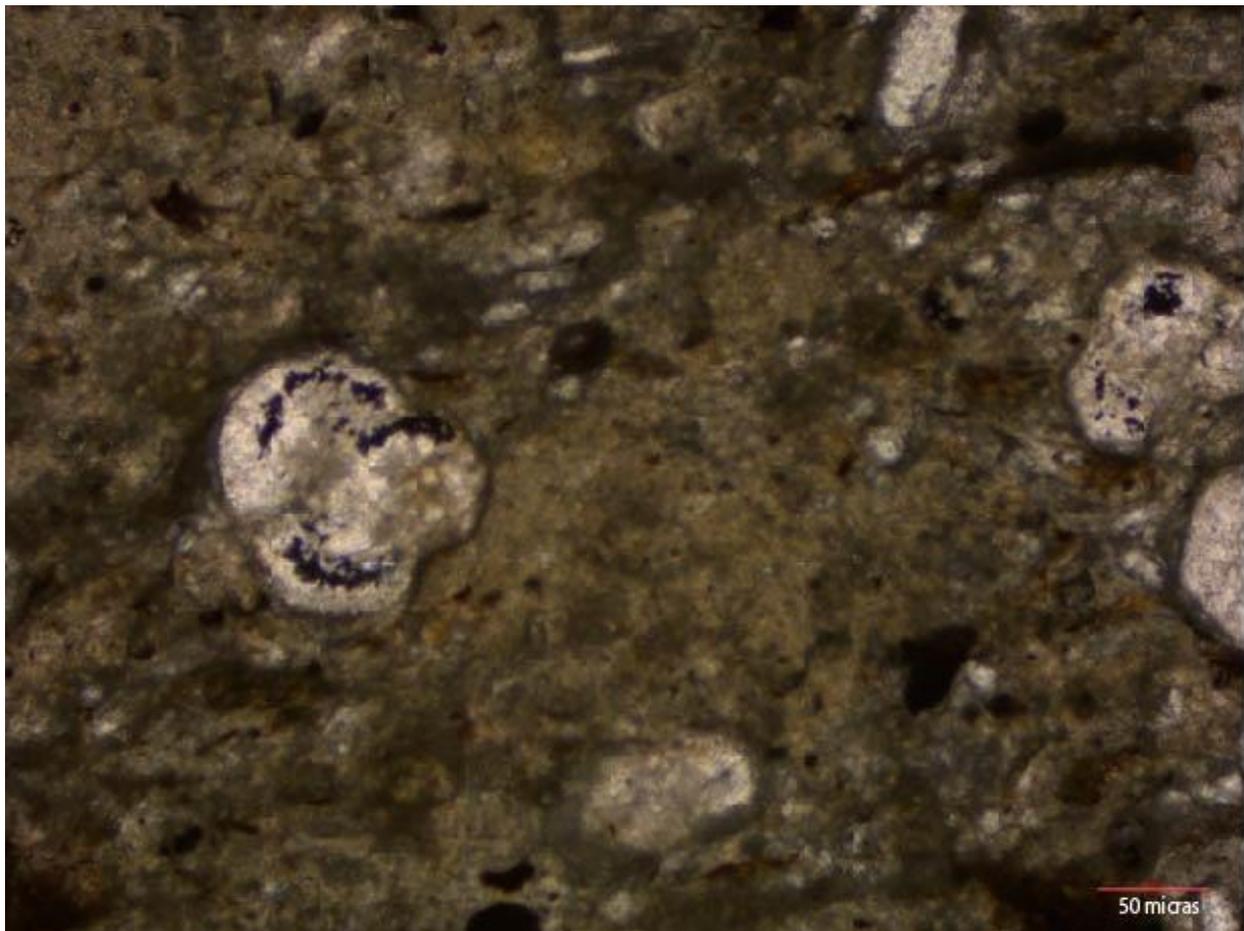
Textura: Soportado por matriz

Cementante/Matriz: Micrita

Clasificación: Marga

Aumento: 10 X

Tipo de luz: LP



Muestra: GS34B

Estructura: Esferulitas de sílice

Clasificación: Toba cristalina

Aumento: 20 X

Tipo de Luz: NC

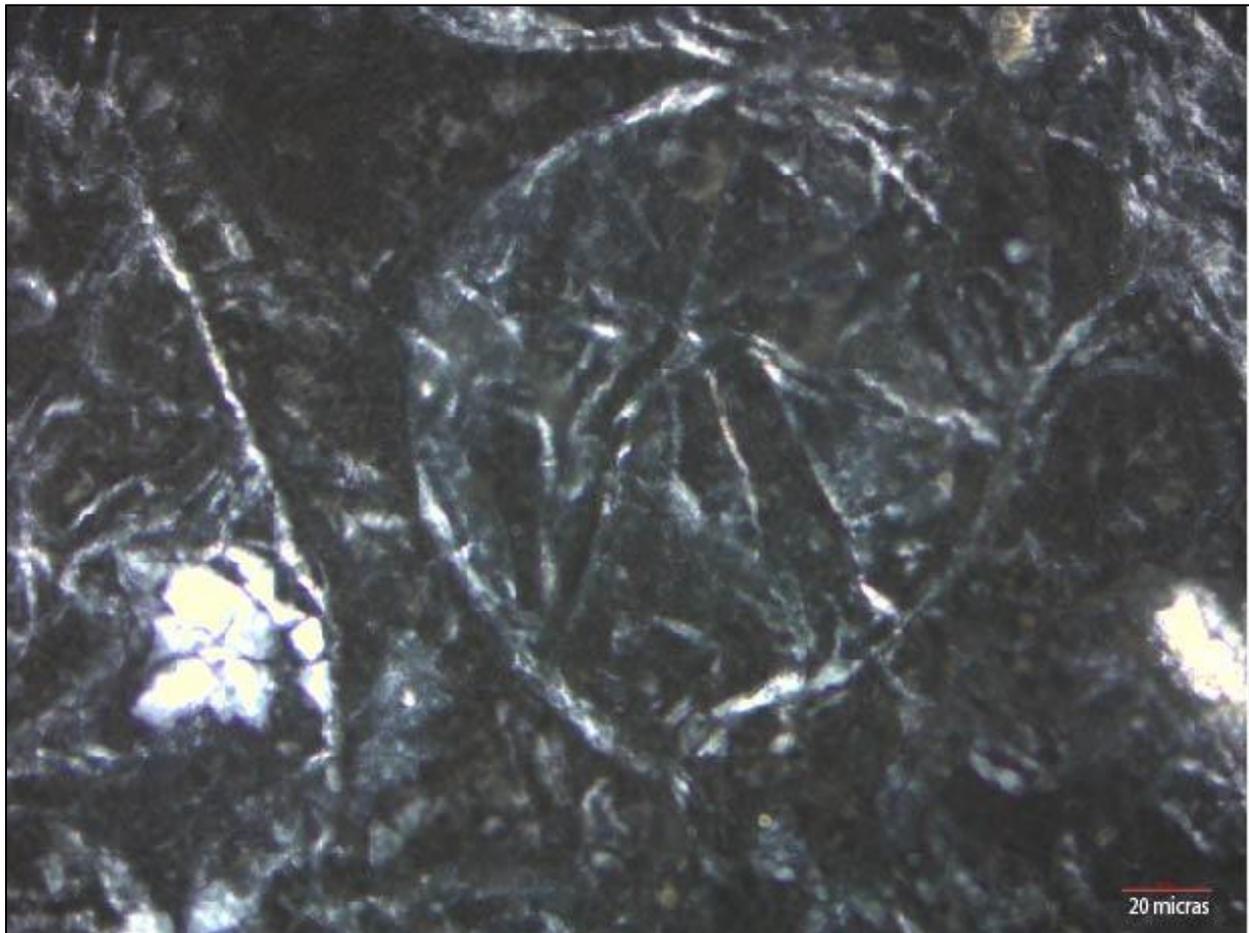
Composición:

Vitroclastos 15 %

Cristoclastos 80%

Litoclastos 5%

Valores normalizados



Apéndice 3. Paleontología

| Muestra | Edad | Asociación Microfaunística Planctónica | Ambiente Paleobatimétrico del Depósito | Asociación Bentónica Paleobatimétrica |
|---------|--------------------|---|--|--|
| GS-14 | Eoceno Inferior | <i>Astrorotalia palmerae</i> , <i>Morozovella aequa</i> , <i>Igorina broedermanni</i> , <i>Morozovella aragonensis</i> , <i>Morozovella sp.</i> , <i>Acarinina sp.</i> | Batial inferior | <i>Ammodiscus latus</i> , <i>Usbekistania charoides</i> , <i>Trochaminoides sp.</i> , <i>Anomalinoides semicribatus</i> |
| GS-15 | Cretácico Superior | <i>Globotruncana sp.</i> , <i>Heterohelix sp.</i> , <i>Globigerinelloide sp.</i> | Batial inferior | <i>Amodiscus latus</i> <i>Amodiscus sp.</i> , <i>Anomalinoides sp.</i> |
| GS-13 | Oligoceno Superior | <i>Globigerina tapurensis</i> , <i>Pseudohastigerina micra</i> , <i>Chilloguembelina sp.</i> , <i>Globigerina ampliapertura</i> . | Batial inferior | <i>Ammodiscus latus</i> , <i>Usbekistania charoides</i> , y <i>Anomalinoides semicribatus</i> . |
| GS-19 | Mioceno Inferior | <i>Globigerinoides primordius</i> , <i>Praeorbulina sicana</i> , <i>Globigerinoides bisphericus</i> , <i>Praeorbulina s. l.</i> | Batial inferior | <i>Ammodiscus latus</i> , <i>Usbekistania charoides</i> , <i>Vulvulina chirana</i> , <i>Usbekistania charoides</i> , <i>Bulimina jarvisi</i> |
| GS-21 | Eoceno Superior | <i>Cribohantkenina inflata</i> , <i>Hantkenina alabamensis</i> , <i>Hantkenina primitiva</i> , <i>Turborotalia cerroazulensis s. l.</i> | Batial inferior | <i>Amodiscus sp.</i> , <i>Vulvulina chirana</i> , <i>Discorbinella sp.</i> , <i>Anomalinoides semicribatus</i> |