



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

**Caracterización paleoambiental de la Formación Tecamalucan del Cretácico Superior
(Turoniano-Santoniano)**

T E S I S

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

PRESENTA:

ANALÍ GARCÍA SANDOVAL

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Ricardo Barragán Manzo, Instituto de Geología-UNAM

COMITÉ TUTOR:

Dra. Claudia C. Mendoza Rosales, Facultad de Ingeniería-UNAM

Dr. Rubén Alfonso López Doncel, Instituto de Geología-UASLP

Ciudad Universitaria, Ciudad de México. Octubre 2020.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

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



Analí García Sandoval

Agradecimientos

Agradecimiento especial a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología por todas las oportunidades que me han brindado y por el privilegio de forjarme como profesionista dentro de sus instalaciones. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada y al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM, por el apoyo económico recibido a través de los proyectos IN 108516 e IN 108919.

Agradezco infinitamente al Dr. Ricardo Barragán Manzo por todo el apoyo, confianza e infinita paciencia durante el desarrollo de esta investigación.

A la Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales y al Dr. Rubén Alfonso López Doncel por cada una de sus valiosas aportaciones y acertados comentarios para la mejora de este trabajo. A la Dra. Berlaine Ortega Flores y al Dr. Miguel Ángel Torres Martínez por tomarse el tiempo para la revisión del trabajo. Sin duda alguna, sus observaciones fueron de vital importancia para la culminación de este trabajo.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Rafael López y al equipo del PKN por su invaluable colaboración en campo, sin su ayuda este trabajo no hubiera sido posible.

A cada uno de mis compañeros y amigos con los que compartí grandes experiencias a lo largo de este tiempo, especialmente a Bernardo y Natalie por su invaluable amistad.

A mi familia, el principal motor de mi vida, mi más grande y sincero agradecimiento.

Análí García Sandoval

CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN TECAMALUCAN DEL CRETÁCICO SUPERIOR (TURONIANO-SANTONIANO)

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPÍTULO I. GENERALIDADES	3
1.1 INTRODUCCIÓN	3
1.2 OBJETIVO PRINCIPAL	4
1.2.1 Objetivo particular.....	4
1.3 JUSTIFICACIÓN	4
1.4 METODOLOGÍA	5
1.4.1 Trabajo de campo	5
1.4.2 Análisis de Microfacies	6
1.4.3 Análisis geoquímico.....	7
1.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	8
1.6 ESTUDIOS PREVIOS	9
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	14
2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA.....	14
2.2 ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTE DE DEPÓSITO	19
2.2.1 Formación Tecamalucan	23
CAPÍTULO III. CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL	26
3.1 ASOCIACIONES DE MICROFACIES DE LA SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 1	27
3.2 ASOCIACIONES DE MICROFACIES DE LA SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 2	41
3.3 ASOCIACIONES DE MICROFACIES DE LA SECCIÓN TEHUIPANGO	50

CAPITULO IV. ANÁLISIS GEOQUÍMICO (TIC-TOC)	64
4.1 SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 1	64
4.2 SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 2.....	67
4.3 SECCIÓN TEHUIPANGO	69
DISCUSIÓN	72
CONCLUSIONES	78
BIBLIOGRAFÍA	79

RESUMEN

La configuración paleogeográfica del este de México, con altos y bajos de basamento como resultado de la apertura del Golfo de México, permitió el desarrollo de una diversidad de ambientes sedimentarios desde plataformas someras hasta cuencas profundas. La Cuenca de Zongolica y la Plataforma de Córdoba son ejemplos de los principales elementos paleogeográficos del Cretácico en el este de México.

Los sedimentos de la Formación Tecamalucan, del Turoniano-Santoniano (Cretácico Superior), depositados en la Cuenca de Zongolica, están constituidos por una sucesión de calizas pelágicas de textura *mudstone*, *wackestone* y *packstone* con intercalaciones de lutitas negras, laminadas con alto contenido de materia orgánica. Con base en el análisis detallado de microfacies en tres secciones estratigráficas localizadas en el límite de los estados de Puebla y Veracruz, denominadas en este estudio sección Cantera Zoquitlán 1, sección Cantera Zoquitlán 2 y sección Tehuipango, se determina un ambiente de depósito de baja energía entre pie de talud, plataforma profunda y cuenca profunda, así como las condiciones paleoambientales bajo las cuales se llevó a cabo la sedimentación.

El análisis integral entre el estudio petrográfico de microfacies y la técnica geoquímica de TIC-TOC permiten definir las condiciones redox del fondo marino y determinar el potencial de la Formación Tecamalucan como roca generadora de hidrocarburos o como yacimiento no convencional. Altos valores de carbono orgánico, la presencia de una matriz laminada y la ausencia total de bioturbación señalan eventos completamente anóxicos por un lado, mientras que la presencia de facies bioturbadas con *burrows* paralelos a la estratificación, foraminíferos bentónicos y placas de inocerámidos representa condiciones de disoxia; bajas concentraciones de carbono orgánico correspondientes con microfacies que representan corrientes de alta energía son asociadas con episodios de oxigenación de fondo. Por tanto, se proponen condiciones empobrecidas de oxígeno anóxicas-disóxicas con intermitentes y esporádicos pulsos de oxigenación de corta duración inducidos por corrientes en el fondo marino durante el depósito de la Formación Tecamalucan.

Las microfacies dominantes, constituidas por radiolarios y calciesferas, sugieren elevadas concentraciones de nutrientes de las aguas superficiales originadas por corrientes de surgencia. La ocurrencia de estas microfacies coincidente con los altos valores de carbono orgánico total sugiere un vínculo directo entre productividad y anoxia, por lo que se plantea a la productividad marina como mecanismo principal para el enriquecimiento y la preservación de la materia orgánica. Se propone realizar una serie de estudios bioestratigráficos y geoquímicos adicionales para establecer alguna correspondencia con algún evento anóxico global.

ABSTRACT

The paleogeographic configuration of eastern Mexico, with basement highs and lows resulting from the opening of the Gulf of Mexico, allowed the development of a diversity of sedimentary environments from shallow platforms to deep basins. The Zongolica Basin and the Cordoba Platform are examples of the main Cretaceous paleogeographic elements in eastern Mexico.

The sediments of the Tecamalucan Formation, of the Turonian-Santonian (Upper Cretaceous), deposited in the Zongolica Basin, are constituted by a succession of pelagic limestones with *mudstone*, *wackestone* and *packstone* textures with intercalations of black laminated shales with a high content of organic matter. Based on the detailed analysis of microfacies in three stratigraphic sections located on the limit between the states of Puebla and Veracruz, referred to in this study as Cantera Zoquitlan 1, Cantera Zoquitlan 2 and Tehuipango section, a low energy environment is determined, between toe of slope, deep shelf and deep basin, as well as the paleoenvironmental conditions under which sedimentation took place.

The integral analysis between the petrographic study of microfacies and the TIC-TOC geochemical proxy allows to define the redox conditions of the sea bottom and determine the potential of the Tecamalucan Formation as a source rock of hydrocarbon or as an unconventional reservoir. High values of organic carbon, the presence of a laminated matrix and the total absence of bioturbation indicate completely anoxic events, whilst the presence of bioturbated facies with bedding-parallel burrows, benthic foraminifera and plates of inoceramids represents conditions of dysoxia. Low concentrations of organic carbon corresponding with microfacies that represent high energy currents are associated with oxygenation episodes. Therefore, depleted oxygen anoxic-dysoxic conditions with intermittent and sporadic short-term oxygenation pulses, induced by currents in the sea bottom during the Tecamalucan Formation deposit are proposed.

The dominant microfacies, mainly constituted by radiolarians and calcispheres, suggest high concentrations of nutrients from surface waters caused by upwelling currents. The occurrence of these microfacies coinciding with the high values of total organic carbon suggests a direct link between productivity and anoxia, supporting the idea that high marine productivity is considered as the main mechanism for the enrichment and preservation of organic matter. It is proposed to conduct a series of biostratigraphic and geochemical studies to establish some correspondence with some global anoxic event.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Las condiciones ambientales a las cuales se encuentra sujeto el depósito de los sedimentos están influenciadas en gran medida por la configuración paleogeográfica del área en la que ocurre dicho proceso. El Mesozoico estuvo caracterizado por una serie de eventos tectónicos asociados con la apertura y disgregación de Pangea y la consecuente formación del Golfo de México en el Jurásico Medio-Tardío, este proceso de apertura generó una serie de altos y bajos que perduraron hasta el Cretácico y permitieron la formación de diversos ambientes depositacionales, desde cuencas profundas hasta plataformas someras.

El incremento de la actividad volcánica asociada a la mayor producción de la corteza oceánica, así como a erupciones volcánicas submarinas y el emplazamiento de las grandes provincias ígneas (LIPSs) registradas durante el Cretácico, provocaron un incremento en las concentraciones de CO₂ atmosférico así como un aumento global del nivel del mar. Estos factores junto con sus procesos consecuentes, tales como el aumento en la temperatura global, aumentos en las tasas de intemperismo, nutrientes y productividad marina propiciaron el desarrollo de zonas empobrecidas de oxígeno que favorecieron el depósito y preservación de grandes cantidades de materia orgánica en los diferentes ambientes sedimentarios (Schlanger y Jenkyns, 1976). Estas condiciones redox de las aguas oceánicas se ven reflejadas en el registro geológico por la presencia de lutitas y calizas negras y laminadas.

En México el volumen de materia orgánica registrado en las rocas cretácicas de diferentes formaciones se ha correlacionado con importantes eventos anóxicos de carácter global, los cuales se han documentado principalmente en la parte noreste y centro del país. La Formación Tecamalucan del Cretácico Superior distribuida en la porción centro-este de México, presenta algunas propiedades litológicas (color, composición, textura, fábrica etc.) y petrofísicas (porosidad) que nos permiten inferir su carácter como roca generadora o yacimiento no convencional, cuyo posible potencial generador de hidrocarburos está directamente relacionado con las condiciones ambientales y redox ocurridas durante su depósito. De manera general una roca generadora se puede definir como una roca de grano fino que contiene materia orgánica en cantidad suficiente para generar y expulsar hidrocarburos si se somete a una mayor maduración térmica (Beaumont E.A. y Foster N.H., 1999), y están frecuentemente asociadas con áreas de alta productividad orgánica, ambientes depositacionales con bajo contenido de oxígeno, corrientes de surgencia y rápida sedimentación. Se considera buena roca generadora a aquella que

contiene un contenido de carbono orgánico total mayor a 0.5 % en carbonatos y mayor a 1 % en lutitas (Chinn, 1991).

En el presente trabajo se detalla el análisis de microfacies que permitió determinar el ambiente de depósito y los factores paleoambientales que influyeron en el depósito de la Formación Tecamalucan, también se proporciona un análisis geoquímico para determinar las condiciones redox y el contenido de materia orgánica mediante la medición de la relación de Carbono Inorgánico Total con respecto al contenido de Carbono Orgánico Total (TIC-TOC).

1.2 OBJETIVO PRINCIPAL

Definir el ambiente de depósito y caracterizar las condiciones paleoambientales bajo las cuales tuvo lugar la sedimentación de la Formación Tecamalucan a través del análisis detallado de microfacies en tres secciones estratigráficas.

1.2.1 Objetivo particular

- ◆ Evaluar las condiciones redox y el potencial de la formación como posible roca generadora o yacimiento no convencional mediante la aplicación de la técnica geoquímica TIC-TOC.

1.3 JUSTIFICACIÓN

Los estudios paleoambientales realizados para la Formación Tecamalucan han sido escasos, por lo que se hace imperiosa la necesidad de ahondar en el tema y realizar estudios detallados de microfacies que permitan precisar el ambiente de depósito, pero sobre todo, que nos permitan una mejor comprensión de la evolución de las condiciones paleoambientales de la cuenca de Zongolica durante el Turoniano-Santoniano. Debido a su alto contenido de materia orgánica, el estudio de la Formación Tecamalucan no sólo es justificable desde el punto de vista científico, sino también desde un punto de vista económico, puesto que el mayor volumen de rocas generadoras de hidrocarburos se originó durante condiciones paleoambientales inestables. La realización de nuevos estudios en esta formación puede ser de gran importancia tanto en la reconstrucción de las condiciones paleoambientales de la Cuenca de Zongolica como en su posible papel como roca generadora o yacimiento no convencional.

1.4 METODOLOGÍA

La recopilación de la información bibliográfica tanto de la Cuenca de Zongolica como de la Formación Tecamalucan al inicio de este trabajo, permitió obtener una visión general del contexto geológico regional y facilitó la comprensión e interpretación de los procesos que pudieron intervenir en la preservación de la materia orgánica durante el depósito de esta formación.

La metodología encaminada al cumplimiento de los objetivos incluye la medición y descripción de las secciones estratigráficas y su respectiva toma de muestras, y la preparación de las mismas para el análisis de microfacies y el análisis geoquímico.

1.4.1 Trabajo de campo

Se levantaron tres secciones estratigráficas, que para efectos de este estudio se denominaron sección Cantera Zoquitlán 1, sección Cantera Zoquitlán 2 y sección Tehuipango aludiendo al poblado más cercano, elegidas por su grado de exposición y continuidad estratigráfica.

El levantamiento de las secciones consistió en la medición del espesor real de los estratos y la descripción de cada uno de ellos. Debido a que las interpretaciones paleoambientales están fuertemente controladas por criterios litológicos y por la presencia de estructuras sedimentarias, éstas fueron las características principales que se incluyeron en la descripción, tomando en cuenta textura, color de la roca, geometría de los estratos, límites y superficies de estratificación, y características diagenéticas, como lo indica Flügel (2004).

Para la sección Cantera Zoquitlán 1 se midió un espesor total de 10 m, constituida por 95 estratos. Considerando el mayor detalle posible, el proceso de muestreo se realizó estrato a estrato, cada muestra se rotuló con la clave CZ seguida de un número referido al nivel estratigráfico del cual se obtuvo la muestra (ejemplo, CZ-01). Es importante mencionar que en esta sección, las muestras de lutita se obtuvieron solamente en aquellos estratos con espesor mayor a 1 cm.

En cuanto a las secciones Cantera Zoquitlán 2 y Tehuipango, con espesores totales de 6.45 m y 30.5 m, y constituidas por 79 y 211 estratos respectivamente, la técnica de muestreo fue diferente, este cambio de estrategia se basó tomando en cuenta la longitud total de las secciones y la continuidad de las características texturales observadas en campo. Para la primera el muestreo se realizó con base en una alternación de estratos (primer estrato si y el siguiente no, y así consecutivamente), para la segunda las muestras se obtuvieron cada 1.5 m; en ambas secciones se obtuvo una muestra adicional de las zonas

donde se observaron cambios texturales considerables. Al igual que en la sección Cantera Zoquitlán 1, las muestras de estas dos secciones se designaron con el número del estrato del cual se adquirieron, anteponiendo el nomotipo TH para la sección Tehuipango y CZQ para la sección Cantera Zoquitlán 2.

1.4.2 Análisis de Microfacies

Una vez colectadas las muestras, se elaboró una lámina delgada para cada una de ellas en el Taller de Laminación de Paleosuelos del Instituto de Geología, para el posterior análisis de microfacies bajo luz transmitida en el microscopio petrográfico.

Se definieron las características texturales y los componentes aloquímicos y ortoquímicos de cada muestra para poder asignarle un nombre bajo el sistema de Clasificación de Dunham (1962) para rocas carbonatadas. La descripción de microfacies, a través de criterios texturales y composicionales, considerando el tipo, ocurrencia, distribución, forma, tamaño y preservación de los organismos, presencia o ausencia de bioturbación, así como el reconocimiento de fábricas y estructuras diagenéticas, permitió elaborar una asociación de facies genéticamente relacionadas siguiendo los lineamientos para la clasificación de microfacies estándar (SMF) propuesta por Flügel (2004). Las SMF se usaron como criterio para el reconocimiento de los principales cinturones de facies *sensu* Wilson (1975), tomando en cuenta el modelo de plataforma carbonatada bordeada desarrollada en latitudes tropicales. El índice de bioturbación (BI) fue determinado con base en el índice propuesto por Taylor y Goldring (1993).

Los cambios en las microfacies estándar, en respuesta a los controles biológicos y de depósito, permitieron interpretar el ambiente de sedimentación y las condiciones paleoambientales que prevalecieron durante el depósito de la Formación Tecamalucan, tales como el grado de oxigenación, luminosidad, temperatura, nivel de energía, paleobatimetría y aporte de nutrientes. Es importante mencionar la especial atención en la ocurrencia de aquellos organismos que son buenos indicadores paleoecológicos, así como en el contenido, distribución y preservación de la materia orgánica.

1.4.3 Análisis geoquímico

◆ TIC-TOC

La selección de las muestras para el análisis geoquímico estuvo basada en las observaciones de campo y principalmente en las observaciones petrográficas, tomando en cuenta los procesos diagenéticos que pudieron afectar la composición química y la concentración inicial del carbonato, como la silicificación y dolomitización, así como el aumento en la densidad del fracturamiento obliterado por carbonatos.

Las muestras seleccionadas fueron trituradas y posteriormente molidas en el “Laboratorio de Espectroscopia atómica” del Instituto de Geología en un molino de esferas, dichas muestras se sometieron a una vibración de 25 golpes por segundo durante 30 segundos. Finalmente fueron procesadas en un mortero de ágata para homogeneizar el tamaño de las partículas a arcilla. Para eliminar el contenido de agua que pudiera afectar las mediciones, cada muestra fue secada a una temperatura de 50 °C durante 24 horas.

Las mediciones de carbono total y carbono inorgánico se realizaron también en el Instituto de Geología en el “Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas”. Se procesaron 5 mg de muestra en un equipo HiperTOC solid analyser marca Thermo Scientific. La concentración de carbono total se obtuvo a partir de una reacción de combustión a una temperatura de 980 °C en donde el CO₂ liberado fue medido por un detector de infrarrojos. Por su parte el carbono inorgánico fue obtenido mediante la acidificación de la muestra con ácido fosfórico (H₃PO₄) al 10% a temperatura ambiente, el carbono liberado, de igual manera, es medido por el detector de infrarrojos. El TOC se midió por la diferencia entre el Carbono Total y el Carbono Inorgánico Total.

1.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Fisiográficamente el área de estudio se localiza en la zona que conforma el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica, el cual se extiende desde la parte centro-occidental y sureste de los estados de Veracruz y Puebla respectivamente, y continúa hasta la porción noreste del estado de Oaxaca hasta llegar a la depresión del Istmo de Tehuantepec; constituye la prolongación meridional de la Sierra Madre Oriental (SMO), al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (Ortuño-Arzate *et al.*, 1992) (Figura 1). La Sierra de Zongolica está delimitada en el suroeste por la Fosa de Tehuacán y en el noreste por la Cuenca Terciaria de Veracruz (Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

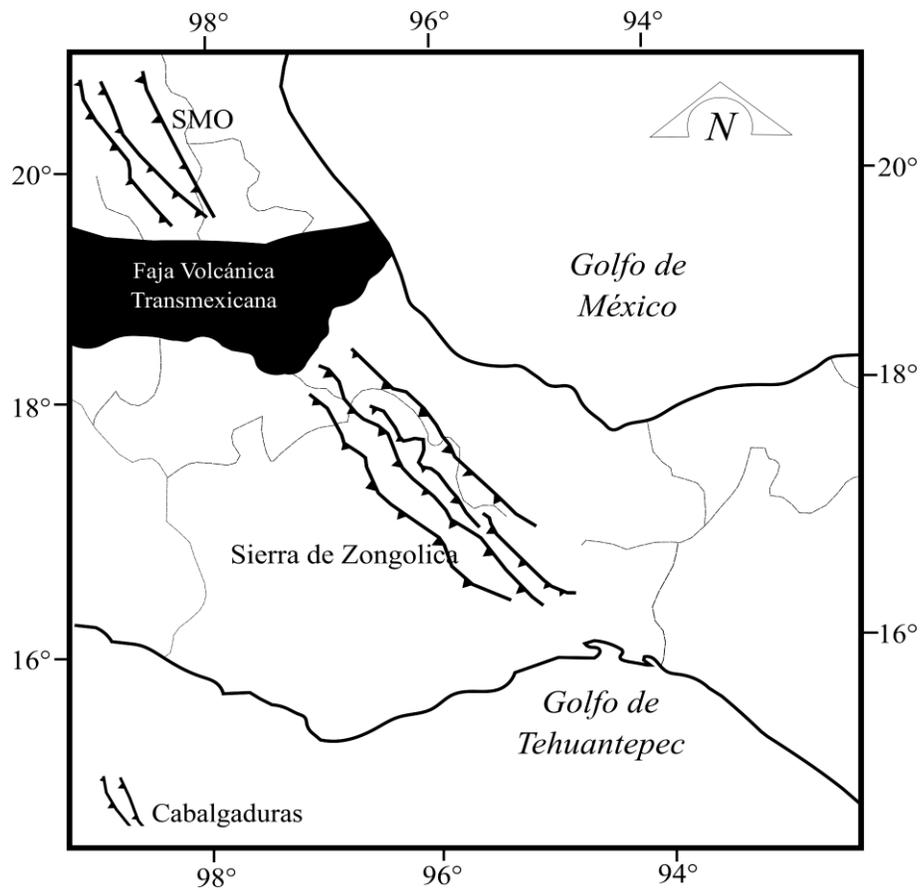


Figura 1. Mapa de ubicación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica (Modificado de Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

Las secciones estudiadas se localizan entre el límite estatal de Veracruz y Puebla; las secciones Cantera Zoquitlán 1 y Cantera Zoquitlán 2 se sitúan en las inmediaciones del municipio Zoquitlán en Puebla, con coordenadas $18^{\circ}19'47''$ latitud norte, $97^{\circ}00'31''$ longitud oeste y $18^{\circ}19'42''$ latitud norte, $97^{\circ}00'25''$ longitud oeste respectivamente (Figura 2). La sección Tehuipango se encuentra sobre el camino de terracería que conecta los municipios de Tepetzitzintla en Puebla y Tehuipango en Veracruz, a 4 km de Tehuipango; con coordenadas geográficas $18^{\circ}30'01''$ latitud norte y $97^{\circ}04'55''$ longitud oeste (Figura 2).

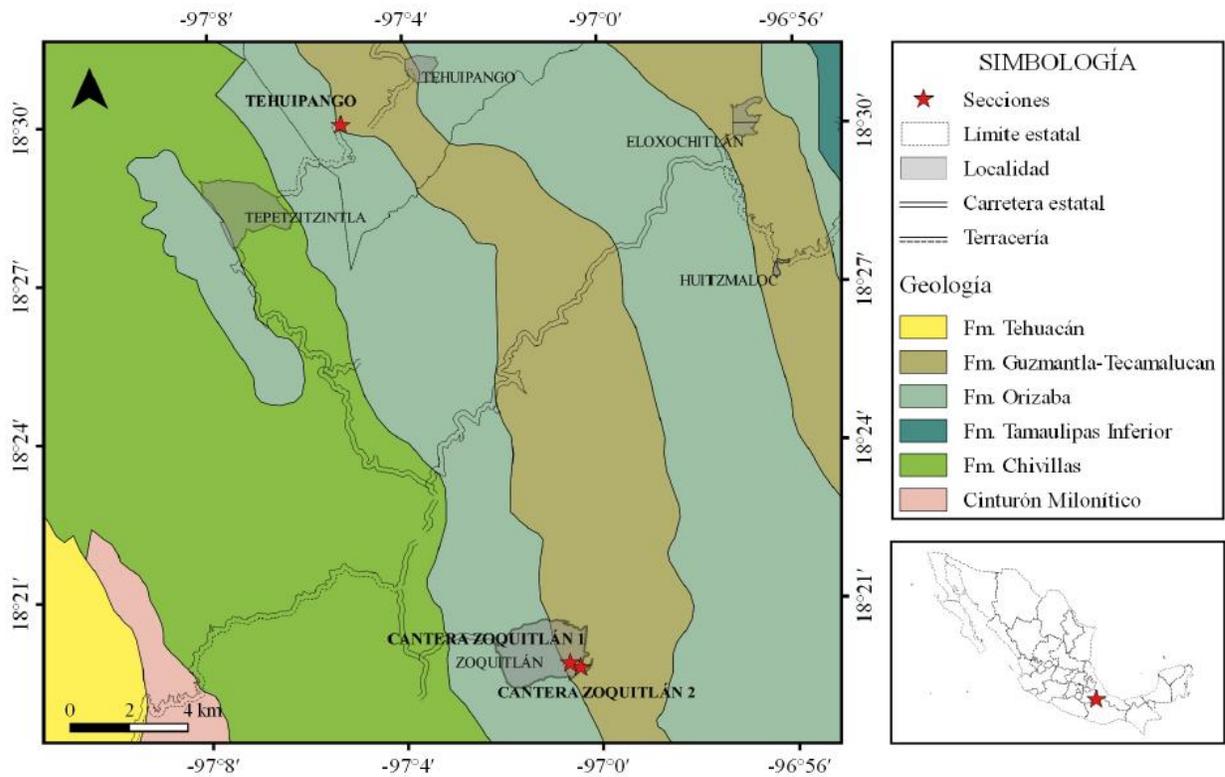


Figura 2. Mapa de localización de las secciones estratigráficas de este estudio (Modificado del SGM, 2001).

1.6 ESTUDIOS PREVIOS

El registro de los depósitos ricos en materia orgánica permiten interpretar las condiciones paleoambientales durante el momento de su depósito, siendo esto significativo desde el punto de vista económico ya que, gran parte de las rocas generadoras de hidrocarburos se originaron durante periodos de cambio del nivel del mar, con alta productividad y bajo contenido de oxígeno. Sin embargo, aunque la Formación Tecamalucan se caracteriza por presentar un alto contenido de materia orgánica, los estudios realizados en torno a esta formación son escasos y poco detallados como para precisar el contexto paleoecológico de su génesis.

Los autores que han realizado estudios enfatizados al análisis de la unidad litoestratigráfica que concierne este trabajo son Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco (1988), quienes en la publicación “La Formación Tecamalucan, Estado de Veracruz, México” de la Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, citan la primera definición de la Formación Tecamalucan realizada por Toriz en 1982. Con base en las características litológicas y cronoestratigráficas estos autores dividen a la formación en dos miembros (superior e inferior) y determinan como ambiente de depósito el talud continental. Basados en estudios micropaleontológicos proponen una edad del Turoniano-Santoniano.

En gran medida, los trabajos realizados en la zona de estudio son de carácter regional, haciendo hincapié en la evolución tectónica y estructural de la Sierra Zongolica y de la Plataforma de Córdoba, de esta última, su evolución como sistema petrolero ha sido ampliamente descrita.

Meneses-Rocha *et al.* (1996), en la guía de campo a cargo de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros en coordinación con Pemex Exploración y Producción, denominada “Excursión geológica al cinturón plegado de Zongolica”, exponen las principales características en cuanto a evolución tectónica, geología estructural y geología petrolera de la región; proporcionan diferentes secciones estructurales e imágenes de satélite LandsatTM a escala 1: 1000000. Plantean un recorrido a lo largo de la Sierra de Zongolica desde Córdoba hasta el puerto de Veracruz proporcionando una breve descripción de cada una de las estaciones (afloramientos) visitadas e incluyen dos mapas geológicos a escala 1:250000.

Ortuño-Arzate *et al.* (1992) en el “Análisis tectónico-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS”, propusieron un modelo cinemático de la evolución tectónico-estructural de la cuenca en tres etapas, una fase de apertura de la cuenca durante el Jurásico Temprano al Jurásico Tardío, una etapa de compresión (una de compresión o Laramide y otra de transpresión) y una última fase distensiva del Paleógeno Tardío, esto a través del reconocimiento de la distribución de las unidades litoestratigráficas y el análisis a detalle de los elementos estructurales (sistemas de fracturas,

fallas normales, laterales y cabalgamientos) mediante el uso de imágenes LANDSAT MSS (análisis fotogeológico), datos de campo y de cartas geológicas preexistentes. Este estudio permitió la elaboración de la carta estructural teleanalítica y la carta geológica de la Cuenca de Zongolica.

Con base en estudios geológicos superficiales y geofísicos, Ortuño-Arzate *et al.* (2003), en el trabajo titulado “Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba platform and Veracruz basin, Eastern Mexico”, construyen tres secciones estructurales desde la Sierra de Zongolica hasta la Cuenca de Veracruz, con las que diseñan un modelo tectónico en una y dos direcciones de los principales plays cretácicos de la Plataforma de Córdoba y de la Cuenca de Veracruz haciendo uso del software Thrustpack, el cual les permitió reconstruir la historia de enterramiento de las rocas generadoras y la consecuente generación del petróleo. Señalan la importancia del control estructural, del ambiente de depósito y de los episodios de karstificación sobre la porosidad y permeabilidad de los yacimientos.

En cuanto al análisis de las sucesiones sedimentarias con alto contenido de materia orgánica, han sido diversos autores quienes han propuesto diferentes factores para su desarrollo, este tipo de sedimentos han sido depositados en numerosos ambientes sedimentarios con distintas paleobatimetrías, que varían desde ambientes marinos costeros y plataformas someras, hasta cuencas profundas, y son considerados como uno de los principales mecanismos para el secuestro del carbono orgánico durante periodos de inestabilidad climática y paleoceanográfica.

Pedersen y Calvert (1989) y Sageman *et al.* (2003), en los trabajos “*Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?.*” y “*A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle-Upper Devonian, Appalachian basin*”, respectivamente; han sugerido que la productividad primaria es el factor dominante en el control del enterramiento de la materia orgánica, puesto que en momentos de alta productividad primaria, la zona de mínimo oxígeno se puede extender y entrar en contacto con el fondo oceánico, favoreciendo las condiciones para una mayor preservación de los componentes orgánicos. Para estos autores, además de la producción primaria, la tasa de sedimentación-dilución y la descomposición bacteriana son los factores principales que intervienen en los procesos de fijación y exportación del carbono orgánico desde la columna de agua a los sedimentos, en la rapidez a la cual la materia orgánica es remineralizada a CO₂ y en la tasa de enterramiento del carbono orgánico con relación al flujo de diluyentes detríticos.

Takashima *et al.* (2006) en su trabajo “*Greenhouse World and the Mesozoic Ocean*” y Brumsack (2006) en su publicación “*The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation*”, mencionan dos modelos para la formación y preservación de los

depósitos ricos en materia orgánica, el modelo Preservacionista y el Productivista. El modelo Preservacionista describe el proceso de acumulación dentro de una cuenca restringida con aguas estancadas y estratificadas, en donde el continuo flujo de material detrítico y agua dulce propicia el desarrollo de una fuerte pycnoclina (Brumsack, 2006). La débil difusión de oxígeno debido a la ausencia de una mezcla continua de agua, inhibe la reposición del oxígeno consumido en la oxidación de la materia orgánica por debajo de la pycnoclina suscitando la anoxia del medio. En este modelo, la productividad marina directamente dependiente del aporte de nutrientes desde el continente no es un proceso importante, es posible el desarrollo de condiciones empobrecidas de oxígeno durante periodos de baja productividad. En contraste, el modelo Productivista tiene su fundamento en la productividad realizada dentro de la zona fótica, considerada como el principal mecanismo de aporte de carbono orgánico al sistema. En este modelo la degradación de la materia orgánica es tal que sobrepasa la capacidad oxidativa de la masa de agua, limitando la concentración de oxígeno y generando la llamada “zona de mínimo oxígeno”. En el momento que esta zona intersecta con el fondo marino se generan las condiciones necesarias para la preservación de la materia orgánica (Brumsack, 2006). En este modelo, las continuas corrientes de agua marina son las responsables directas de la intensa productividad primaria y de la oxigenación del agua circundante a la zona de mínimo oxígeno.

Takashima *et al.* (2006), mencionan que gran parte de los hidrocarburos actuales derivan de los sedimentos formados bajo condiciones anóxicas, principalmente durante los “Eventos Anóxicos Oceánicos (OAE, por sus siglas en inglés)”, estos han sido definidos por Jenkyns (2010) como fenómenos globales de inicio abrupto y corta duración que registran cambios profundos en las condiciones climáticas y paleoceanográficas y que representan perturbaciones importantes en el ciclo del carbono. Estos eventos de cambio global acelerado han tenido lugar al menos ocho veces en el Cretácico, periodo conocido como de “Efecto invernadero”. Se ha sugerido que los procesos que desencadenaron tales condiciones climáticas son producto de la deriva de las masas continentales asociada a la ruptura de Pangea, caracterizada por una elevada producción de corteza en las dorsales oceánicas y por un incremento en la actividad volcánica (Larson, 1991; Núñez-Useche, 2016); el emplazamiento de grandes provincias ígneas también tuvo lugar durante este periodo. Como consecuencia de la elevada concentración de CO₂ en la atmósfera producto de la actividad ígnea, se estableció además un débil gradiente latitudinal de la temperatura propiciando la ausencia de capas de hielo. El máximo registro de temperatura se tiene durante el Turoniano y es coincidente con el nivel máximo del mar y el desarrollo de extensos mares epicontinentales. El aumento en la temperatura global provocó la acidificación oceánica y la liberación y oxidación de los hidratos de metano en el fondo, se aceleró el ciclo hidrológico y se incrementó el intemperismo y meteorización continental, la escorrentía superficial y por ende el arribo de material detrítico, nutrientes y materia orgánica estimulando la alta

productividad primaria (Schlanger y Jenkyns, 1976). Dichas condiciones fueron la pauta para el desarrollo de zonas empobrecidas de oxígeno en las cuencas marinas.

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA

Con la ruptura y disgregación de Pangea en el Triásico Tardío y la consecuente apertura del Atlántico Norte y por ende del Golfo de México en el Jurásico Medio-Tardío (Calloviano-Oxfordiano) se originó una serie de fallas de desplazamiento normal y lateral derecho, con una orientación preferencial N15°W (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994). La configuración estructural asociada a la formación del Golfo de México ha sido relacionada con la reactivación de los distintos lineamientos tectónicos originados durante el evento de consolidación de Pangea en el límite permo-triásico (Ángeles-Moreno, 2006). De esta manera la tectónica extensional da lugar a la formación de fosas y pilares que controlaron el paleorelieve del actual margen oriental de México, y que dieron lugar a dos de los principales paleoelementos del Cretácico, la Cuenca de Zongolica y la Plataforma de Córdoba (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994).

Aunque el origen de la Cuenca de Zongolica permanece incierto, Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco (1987) y Ángeles-Moreno (2006), proponen que la cuenca pudo haber evolucionado como una cuenca tipo *pull-apart*, cuyo sentido del desplazamiento aún no está bien definido, no obstante, mencionan que podría estar asociado con el desplazamiento lateral hacia el sureste del Bloque de Yucatán iniciado en el Calloviano y principios del Oxfordiano. Por su parte Orduño-Arzate *et al.* (1992), plantean una evolución de cuenca de *rift* y señalan que la extensión muestra una orientación preferencial norte-sur a N 170°. A esta idea de cuenca de *rift* se suma Mendoza-Rosales (2010), quien propone y sustenta un modelo de formación de la cuenca asociado a la presencia de pequeñas dorsales separadas por fallas transformantes. Ambos modelos de evolución, tanto de cuenca de *rift* como de *pull-apart* están relacionados con la apertura de la rama meridional del Golfo de México y consideran que la actividad de la falla transformante (Falla Oaxaca) está representada por el Complejo Milonítico Sierra de Juárez, considerado como la raíz de un arco volcánico de ambiente oceánico emplazado en el continente (Delgado-Argote, 1989; Pacheco y Ortiz, 1983) y localizado entre los límites de los terrenos Cuicateco y Zapoteco (Sedlock *et al.*, 1993) y que representó el desplazamiento lateral derecho del Bloque de Yucatán entre el Jurásico Tardío y el Barremiano (Mendoza-Rosales, 2010). Con base en las características estructurales e indicadores cinemáticos se infiere que el Cinturón Milonítico Sierra de Juárez se formó entre el Pérmico y Jurásico Medio con un desplazamiento de falla inversa asociado al cabalgamiento del Terreno Zapoteco sobre el Terreno Cuicateco, posteriormente esta falla fue reactivada con un probable desplazamiento lateral (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994; Mendoza-Rosales, 2010). El terreno Cuicateco, sobre el cual se desarrolla la mayor parte de la Cuenca de Zongolica, esta

limitado al oeste por la Falla Oaxaca, localmente conocida como Falla Tomellín (Meneses-Rocha *et al.*, 1996) y al este por la Falla Coyomeapan-Huautla, la cual constituye la sutura entre los terrenos Cuicateco y Maya (Sedlock *et al.*, 1993) (Figura 3). Por su parte, el desarrollo de la Plataforma de Córdoba tiene lugar sobre el Terreno Maya (Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

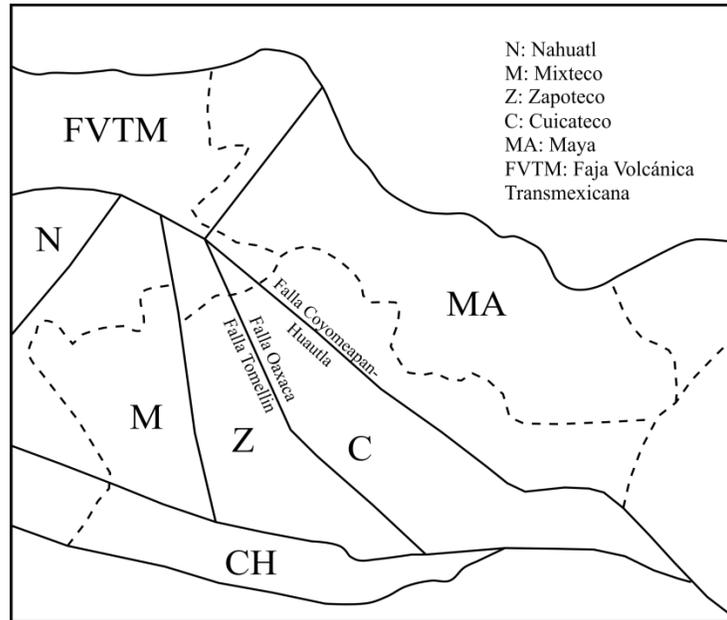


Figura 3. Distribución de terrenos tectonoestratigráficos propuestos por Sedlock *et al.* (1993) para el sureste de México (Modificado de Velásquez- Velasco, 1998).

Durante el Calloviano se registran procesos de atenuación de la corteza continental y subsidencia tectónica asociados a la etapa de *rifting* del Golfo de México (Figura 4), la cual perdurará hasta el Barremiano (Mendoza-Rosales, 2010). Meneses-Rocha *et al.* (1996) señala el inicio de la etapa de deriva en el Oxfordiano.

En el Jurásico Medio-Tardío, el área que conformó la cuenca de Zongolica se encontraba emergida y constituía una barrera entre los procesos tectónicos que ocurrían en el dominio del Pacífico (proceso de subducción y magmatismo de arco continental asociado) y el dominio del Golfo de México (Velázquez-Velasco, 1998). Sin embargo, aunque el nivel del mar experimentó cambios menores a inicios del Jurásico Tardío, para el Kimmeridgiano gran parte del área fue cubierta por el mar, con excepción del Complejo Milonítico Sierra de Juárez y una parte del alto de basamento sobre el cual se desarrolló la plataforma de Córdoba (WEC, 2009) (Figura 4), éstos al permanecer emergidos constituyeron la principal fuente de aporte de sedimentación de la cuenca.

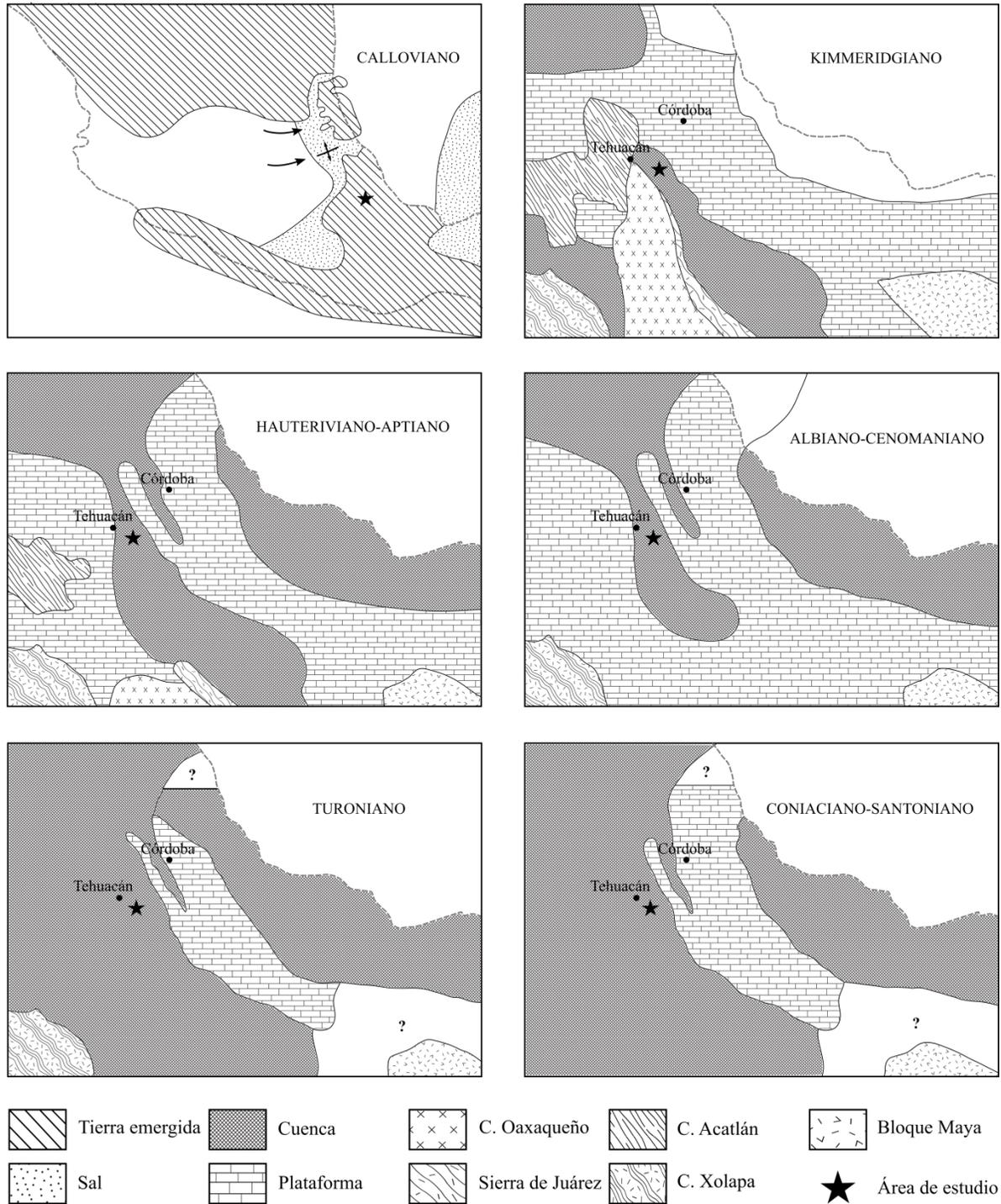


Figura 4. Evolución paleogeográfica del área de estudio (Modificado de Meneses-Rocha *et al.* 1996).

Eguiza-Castro (2001) menciona que durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano la Cuenca de Zongolica estaba delimitada, además por el bloque de Córdoba al noreste, por el macizo Mixteco-Oaxaqueño en el suroeste, y que mientras la Plataforma de Córdoba se encontraba en un proceso de subsidencia, en la Cuenca de Zongolica este proceso era nulo, favoreciendo el azolvamiento de la misma. Sin embargo, algunos autores mencionan que no hay evidencia de la existencia del paleoelemento oaxaqueño al occidente de la Cuenca de Zongolica (Alzaga-Ruiz y Pano-Arciniega, 1989). En general, la paleogeografía del Jurásico Tardío estuvo dominada por la presencia de islas, plataformas de aguas someras e intraplataformas de aguas profundas hacia el oeste y sureste de las márgenes del Golfo de México (Velázquez-Velasco, 1998).

Durante el Cretácico el mar alcanzó su máximo nivel como consecuencia de las elevadas tasas de expansión y producción de corteza oceánica que conllevó la progresiva ruptura de Pangea, así como por el ascenso de grandes plumas del manto, esto a su vez provocó un aumento en la concentración de CO₂ atmosférico y por consiguiente un aumento de la temperatura global, estableciéndose condiciones de efecto invernadero que desestabilizaron las condiciones terrestres y acuáticas (Schlanger y Jenkyns, 1976), originándose gran parte de los depósitos con alto contenido de materia orgánica. Durante la primera mitad del Cretácico, la franja oriental de México fue transgredida totalmente por el mar, definiéndose aún más el sistema de cuencas y plataformas. A partir del Valanginiano, el área de Tehuacán-Orizaba fue cubierta por la transgresión marina (Morán-Zenteno, 1987), y se desarrollaron dos de los principales elementos paleogeográficos del Cretácico del centro-oriental de México, la Plataforma de Córdoba y la Cuenca de Zongolica. Meneses-Rocha *et al.* (1996) mencionan que, del Hauteriviano al Aptiano, un proceso de subsidencia diferencial en la parte noroccidental de la Plataforma de Córdoba dio lugar a la formación de un surco que dividió a la plataforma (Figura 4). Toriz Gama (1989) denominó a este surco como Depresión de Chichahuaxtla y a la parte de la plataforma que quedó separada del resto de la Plataforma de Córdoba se le nombró Plataforma de Orizaba (Figura 5).

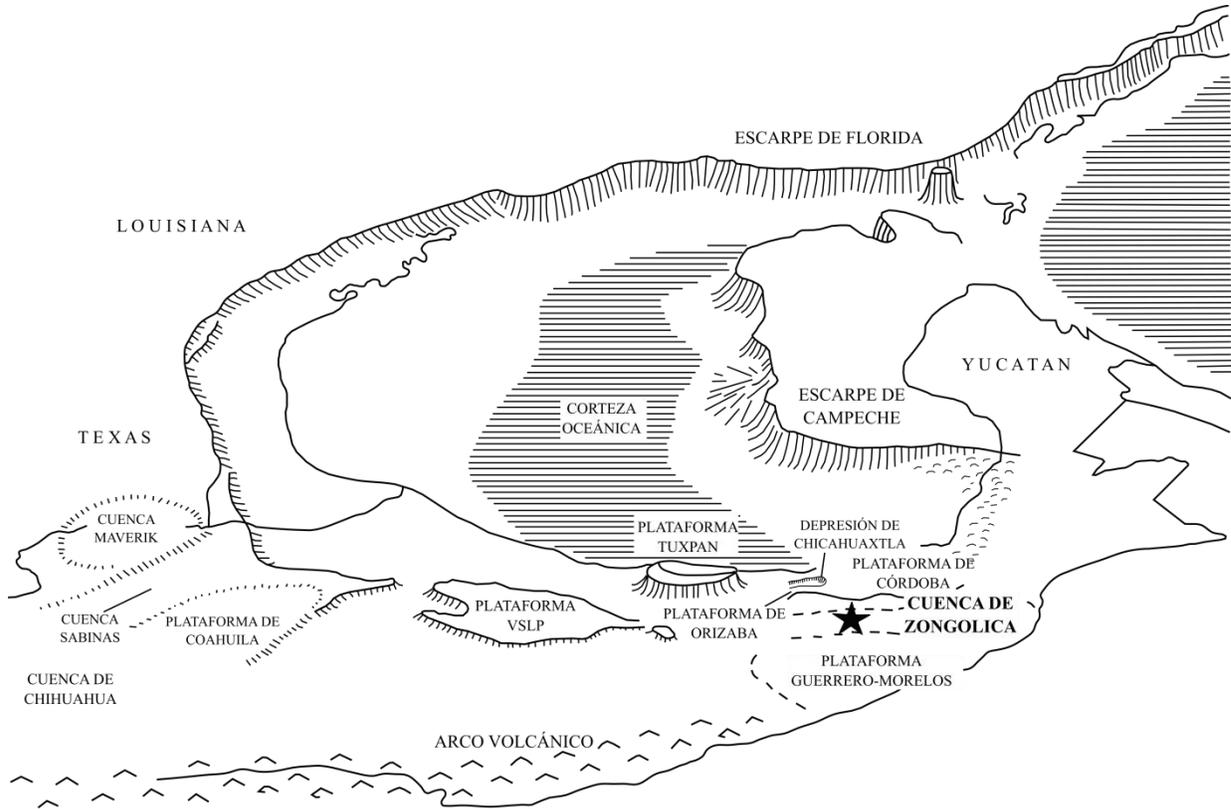


Figura 5. Paleogeografía del Golfo de México durante el Cretácico medio-Tardío (Modificado de Winker y Buffler, 1998).

A partir del Cenomaniano y hasta el Turoniano, se registraron las máximas temperaturas globales alcanzando valores de hasta 6 a 7 °C por encima de las temperaturas actuales y de más de 10 °C en las zonas cercanas a los polos. En el Cretácico medio, el débil gradiente de temperatura provocó la ausencia de casquetes polares y el debilitamiento de las corrientes de surgencia, contribuyendo de esta manera a la estratificación de las aguas oceánicas, las cuales mostraron una temperatura de fondo de entre 14 y 20 °C, mismas que descendieron en el Maastrichtiano a 9 °C (Schlanger y Jenkyns, 1976). Este aumento de temperatura global produjo un clima más húmedo y vigoroso durante el Cretácico, afectando fuertemente el ciclo hidrológico e incrementando la tasa de meteorización en las zonas continentales y el aporte de material detrítico, nutrientes y materia orgánica a las cuencas oceánicas, estimulando la alta productividad y el desarrollo de aguas anóxicas (Núñez-Useche, 2016).

La inactividad tectónica y la subsidencia uniforme durante el Albiano-Cenomaniano, permitió que la Plataforma de Córdoba se desarrollara y alcanzara sus mayores dimensiones; no obstante, el aumento progresivo del nivel del mar registró un ahogamiento parcial de las plataformas de Córdoba y Orizaba en el Turoniano (WEC, 2009) (Figura 4). Esta fase coincide con la elevación relativa del nivel del mar, que se manifestó en toda la región circunvecina del Golfo de México (Meneses-Rocha *et al.*, 1996). Por

su parte, la Cuenca de Zongolica experimentó un proceso de subsidencia debida tanto por la carga litostática como por el proceso termotectónico provocado por el enfriamiento de las zonas de debilidad cortical (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1987). La tasa de incremento del nivel del mar disminuyó en el Coniaciano-Santoniano y se reestablecieron las condiciones someras en las plataformas (WEC, 2009) (Figura 4). Desde un punto de vista regional, la Cuenca de Zongolica durante este lapso, formaba parte de la denominada Cuenca Cretácica Interior Occidental de Estados Unidos, que se extendía desde el Ártico canadiense hasta el Golfo de México (Meneses-Rocha *et al.*, 1996). Para el Campaniano, la plataforma de Córdoba registró un periodo de exposición subaérea provocando el depósito de carbonatos arcillosos en las partes más profundas (WEC, 2009).

A partir del Maastrichtiano, los elementos paleogeográficos de la Cuenca de Zongolica y la Plataforma de Córdoba se vieron afectados por procesos asociados a la rápida convergencia entre las placas de Norteamérica y Farallón (Meneses-Rocha *et al.*, 1996; Velázquez-Velasco, 1998), evento que dio origen al desarrollo de la Orogenia Laramide (Ferrari *et al.*, 2005; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011). Tanto la Cuenca de Zongolica y la parte occidental de las plataformas de Córdoba y Orizaba pasan a formar parte de la Sierra Madre Oriental, específicamente del sector denominado Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica (Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

2.2 ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTE DE DEPÓSITO

La Cuenca de Zongolica tuvo una evolución geodinámica que permitió la acumulación de una potente sucesión sedimentaria desde el Jurásico Medio hasta el Paleoceno, que fue deformada y plegada como resultado del levantamiento de la Sierra Madre Oriental. Este proceso tectónico dio lugar a la formación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica, el cual integra los dos principales dominios de sedimentación del Cretácico, la Cuenca de Zongolica y la Plataforma de Córdoba (Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

El basamento de la región no se conoce con certeza; Ortuño-Arzate *et al.* (2003), con base al registro litológico del pozo Orizaba-1, establecen que el basamento es de composición granítica y que presenta una edad del Carbonífero-Pérmico y que las rocas cretácicas de las plataformas descansan directamente sobre éste. Ángeles-Moreno (2006), menciona como probable composición del basamento del Terreno Cuicateco a un conjunto metamórfico paleozoico, además de rocas metamórficas y sedimentarias mesozoicas. Para el Terreno Maya sugiere como basamento a una sucesión metavolcanosedimentaria paleozoica. Según Alaniz-Álvarez *et al.* (1994), el basamento del Terreno Cuicateco está constituido de

una sucesión ígnea volcánica o subvolcánica de composición básica (basalto, traquibasalto y/o andesitas) y afinidad calco-alcalina.

Durante el Kimmeridgiano, la configuración estructural de la zona (cuencas restringidas) y la incipiente transgresión marina, dieron lugar al depósito de sucesiones carbonatadas-arcillosas de la Formación Tepexilotla, depositadas bajo condiciones de aguas someras, tranquilas y anóxicas, restringidas y aisladas del mar abierto (Mena-Rojas, 1960), en un ambiente de plataforma interna a externa. Conforme continuó la transgresión en el Tithoniano se depositaron los sedimentos de ambiente marginal de cuenca o subcuenca de la misma formación (Mena-Rojas, 1962). Ortuño-Arzate *et al.* (2003), mencionan que las calizas de la Formación Tepexilotla, aunque se encuentran en la parte occidental del bloque de la Plataforma de Córdoba, presentan mayor relación con el dominio paleogeográfico de la Cuenca de Zongolica. Meneses-Rocha *et al.* (1996), señalan que los sedimentos de esta formación se alojaron en la región que posteriormente conformaría la depresión de Chicahuaxtla.

Es importante destacar que los paleoelementos de la Sierra de Juárez y la porción del basamento de la Plataforma de Córdoba que se encontraban emergidos en el Jurásico Tardío contribuyeron con el aporte sedimentario de la cuenca. A partir del Tithoniano, la sedimentación se vio influenciada en gran medida por la actividad del sistema de arcos volcánicos del occidente Alisitos-Teloloapan-Ixtapan de la Sal. Alzaga-Ruíz y Pano-Arciniega (1989) reportan que los sedimentos volcanoclásticos de la Formación Chivillas muestran afinidad con el margen occidental, sin embargo, Mendoza-Rosales (2010) muestra evidencia que descarta la relación entre la sedimentación de la Formación Chivillas y un ambiente de arco.

Durante el Cretácico Temprano el área de estudio se vio influenciada por las transgresiones que permitieron el desarrollo de bancos carbonatados en y alrededor de las plataformas y el depósito de sedimentos hemipelágicos en las cuencas. La Cuenca de Zongolica se caracterizó por la acumulación de una secuencia volcanosedimentaria con influencia de material terrígeno arcillo-arenoso depositados en mares profundos (Fm. Chivillas), mientras que en el occidente de la Plataforma de Córdoba la sedimentación fue principalmente calcárea con aporte de material clástico-arcilloso (Fm. Xonamanca). Ortuño-Arzate *et al.* (2003), describen a la sucesión del Berriasiano-Aptiano de la Plataforma de Córdoba como una sucesión de *mudstones* y *wackestone* de color gris oscuro localmente dolomitizadas, las cuales cambian hacia la cima a dolomías y calizas dolomíticas con intercalaciones de estratos evaporíticos, depositadas en un ambiente de plataforma interna sobre el basamento cristalino en muchas partes de la Plataforma de Córdoba, con un espesor de 1000 a 1500 m.

Durante el Albiano-Cenomaniano se precipitaron potentes espesores de carbonatos de la Formación Orizaba sobre las plataformas de Córdoba y Orizaba. Meneses-Rocha *et al.* (1996) mencionan que el depósito de esta formación se correlaciona con las calizas de la Formación Tamaulipas Superior de la ya formada depresión de Chichahuaxtla y la Cuenca de Zongolica. Con el ahogamiento de las plataformas en el Turoniano, se depositó sobre la Plataforma de Córdoba la sucesión de capas delgadas a medianas de calizas arcillosas de la parte inferior de la Formación Guzmantla (Guzmantla Pelágica) (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1988), también tuvo lugar el depósito de las calizas arcillo-carbonosas y lutitas de las formaciones Maltrata y Tecamalucan en las partes más profundas (Meneses-Rocha *et al.*, 1996). Las rocas de estas dos últimas formaciones fueron depositadas en condiciones anóxicas y en ambientes de cuenca con influencia de plataforma externa y talud continental respectivamente (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1988). Es importante mencionar que la Formación Guzmantla es equiparada con la Formación Tecamalucan, las cuales presentan un contacto transicional que hasta la fecha no ha sido definido. Durante el Coniaciano-Santoniano, como consecuencia de la caída del nivel del mar, se depositaron las calizas bioclásticas de la parte superior de la Formación Guzmantla, así como las calizas de mar abierto en las partes más profundas, entre ellas, el miembro superior de la Formación Tecamalucan (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1988; Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

En el Maastrichtiano se desarrolló una plataforma aislada sobre la cual se depositan las calizas bioclásticas de la Formación Atoyac; en las partes más profundas se depositaron las calizas arcillosas y lutitas de la Formación Méndez (WEC, 2009). A finales del Cretácico Tardío e inicios de Paleógeno, la influencia detrítica registrada en la sedimentación marcó el inicio de la deformación y emersión del dominio oriental como consecuencia del levantamiento de la Sierra Madre Oriental.

En la Figura 6 se muestran las columnas estratigráficas de los principales dominios de sedimentación del área de estudio propuestas por Meneses-Rocha *et al.* (1996).

2.2.1 Formación Tecamalucan

◆ Definición

La Formación Tecamalucan la definió por primera vez Toriz-Gama en 1982. Está constituida por calizas gris oscuro con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio y lutitas oscuras laminares que gradúan a margas (Martínez-Amador *et al.*, 2000). Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco (1988) designan como localidad tipo a los afloramientos expuestos en las inmediaciones del poblado de Tecamalucan, Veracruz, e indican que esta formación se distribuye principalmente en la parte norte-central de la Cuenca de Zongolica. Así mismo, Meneses-Rocha *et al.* (1996), mencionan que los sedimentos de esta formación se depositaron en la Cuenca de Zongolica pero también en la depresión de Chicahuaxtla.

Con base en cambios litológicos y cronoestratigráficos, Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco (1988) dividen a la Formación Tecamalucan en dos miembros. El miembro inferior del Turoniano está definido por una sucesión de calizas grises verdosas *wackestone-packstone* de microfósiles (calciesferúlidos, radiolarios y en menor contenido globigerínidos) en estratos medios (30, 50 y 10 cm) con intercalaciones de limolitas arcillosas ligeramente arenosas de estratificación delgada a laminar. En menor proporción presenta areniscas de grano medio; los granos, en su mayoría cuarzo, líticos (esquistos y pedernal) y en menor proporción feldespatos, son subangulosos a subredondeados. Presenta estructuras intraformacionales, como capas interdigitadas con adelgazamiento y acuñamiento *boudinage*, flujos de lodo calcáreo, bioturbación e icnofósiles. El miembro superior del Coniaciano-Santoniano, está constituido por una secuencia rítmica clástica de lutitas calcáreas y limolitas arenosas, de estratificación delgada a laminar, con ocasionales horizontes de margas de estratificación delgada, a veces bituminosas.

◆ Edad y ambiente de depósito

La edad fue obtenida con base en estudios micropaleontológicos como del Turoniano-Santoniano. El miembro inferior fue caracterizado por la presencia de *Hevetoglobotruncana* sp. del Turoniano, mientras que el miembro superior presentó *Hedbergella* sp., *Globotruncana* sp. y *Globotruncana angusticarinata*, cuyo alcance registrado es del Turoniano-Santoniano (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1988).

En cuanto al ambiente de depósito Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco (1988) proponen que las rocas se formaron en un ambiente de talud continental con un tirante de agua mayor a los 200 m, donde los sedimentos de ambientes someros se deslizaban por efectos de corrientes turbidíticas. Estos mismos autores determinan que la sedimentación estuvo controlada por un proceso de regresión marina, el cual

se ve reflejado en un aumento en el contenido de terrígenos sobre el contenido de aloquímicos en el miembro superior, citan que este periodo regresivo coincide con el descenso regional del nivel del mar hace 85 millones de años. Martínez-Amador *et al.* (2000) sugieren un ambiente marginal de cuenca con profundidad moderada, cerca del talud, con influencia de material erosionado de zonas emergidas depositados como flujos en las partes más bajas del fondo marino.

◆ Relaciones estratigráficas

Se ha reportado un espesor total para la Formación Tecamalucan de 240 m (Toriz-Gama, 1982) y de entre 400 y 500 m (Toriz 1993, en Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1988). Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco (1988) mencionan que la Formación Tecamalucan sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación Tamaulipas Superior, sin embargo en la localidad de Azumbilla no se aprecia si sobreyace a la Formación Maltrata o cambia a la Formación Guzmantla, o si es concordante con la Formación Orizaba (Salinas-Prieto *et al.*, 2007). Con respecto a esta última formación, se ha reportado un contacto tectónico por falla inversa (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1988). Subyace a los sedimentos de las formaciones Méndez y Atoyac. A continuación se mencionan de manera general las características de las formaciones Orizaba, Tamaulipas Superior, Méndez y Guzmantla.

La Formación Orizaba del Albiano-Cenomaniano fue descrita por Böse en 1899, y posteriormente por Viniegra en 1965, quienes designaron como localidad tipo a los afloramientos en las cercanías de la ciudad de Orizaba. Según estudios de Petróleos Mexicanos, se han definido dos facies para esta formación, una arrecifal y otra de plataforma. La primera está constituida por *boundstones* de caprínidos, gasterópodos, esponjas y corales, con intercalaciones de *grainstones* y *packstones* de intraclastos, ooides, bioclastos y miliólidos (Cuapio-Pérez, 2006), la facies de plataforma está caracterizada por *mudstones* y *wackestones* de intraclastos y bioclastos, con abundantes miliólidos en algunos horizontes y esporádicos manchones de rudistas, ambas facies depositadas en aguas poco profundas, tranquilas y bien oxigenadas, de temperatura y salinidad estable (Cuapio-Pérez, 2006). Ortuño-Arzate *et al.* (2003), indican que esta formación se constituye en su parte inferior por calizas gris oscuro, *mudstone* y *packstone* con abundantes bioclastos y miliólidos, así como por calizas dolomíticas y dolomías; la parte superior no presenta dolomitización; señalan que el depósito se efectuó dentro de una plataforma interna y que alcanzó un espesor de 1500 a 2000 m en la parte central y oriental de la Plataforma de Córdoba, en cuyo borde suroeste se observa una transición a facies evaporíticas.

Por su parte la Formación Tamaulipas Superior contemporánea con la Formación Orizaba, muestra un espesor de entre 60 y 400 m según PEMEX (1988) y de 130 m según Carrasco-Velázquez *et al.* (2008).

Litológicamente, ha sido descrita como calizas compactas color gris y crema de grano fino y de estratificación marcada con lentes y nódulos de pedernal de forma irregular (Belt, 1925), depositadas en un ambiente marino de circulación libre con aguas profundas. Representa facies de cuenca, con escaso aporte de terrígenos finos y bentonita. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) reporta un ambiente nerítico profundo con buena oxigenación y un aporte constante de terrígenos.

El contacto superior de la Formación Tecamalucan es concordante con la Formación Méndez, la cual está constituida por depósitos turbidíticos de composición carbonatada y siliciclástica, con fragmentos retrabajados de plataforma y flujos de detritos de siliciclásticos derivados del orógeno (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). El depósito tiene lugar en toda la Plataforma de Córdoba y en los dominios adyacentes; se han reportado espesores de hasta 300 m (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). Esta formación fue definida por Jeffreys en 1910 (en Parra *et al.*, 2008), sin embargo De Golyer la define formalmente en 1915, y designa como localidad tipo a los afloramientos ubicados a 300 m al este de la Estación Méndez, sobre el kilómetro 629.3 de la vía férrea Tampico-Valles, San Luis Potosí; y la describe como una secuencia de lutitas, limolitas y margas con intercalaciones de calizas con frecuentes capas de bentonita (Parra *et al.*, 2008).

La Formación Tecamalucan cambia lateralmente a facies de la Formación Guzmantla, sin embargo sus límites no han sido bien establecidos, por lo que en numerosas ocasiones, ambas unidades han sido equiparadas. No obstante, la Formación Guzmantla se ha dividido en dos miembros, el inferior al igual que la Formación Tecamalucan, del Turoniano, es denominado Guzmantla Pelágica y está constituida de calizas estratificadas y calizas argilíticas con pocos horizontes dolomitizados y con *mudstone* y *wackestone* de ambiente de plataforma externa (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003), contiene abundantes calciesferúlidos, pitonelas y globotruncanas, con fragmentos de moluscos y equinodermos (Cuapio-Pérez, 2006); el miembro superior del Coniaciano-Santoniano presenta estratos más gruesos de calizas gris oscuro parcialmente dolomitizados de plataforma interna con lagunas aisladas (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). Presenta restos de moluscos, miliólidos, pellets, rotálidos, algas, corales, rudisas y placas de equinodermo (Cuapio-Pérez, 2006). Pemex (1988), mencionan como posible ambiente de depósito a una plataforma somera, con zonas de banco calcáreo, y con condiciones propicias para el desarrollo de organismos constructores de arrecifes. En la base se observan facies de ambientes de mayor profundidad.

CAPÍTULO III. CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL

La interpretación de las condiciones paleoambientales a las cuales estuvo sujeta la sedimentación de las rocas carbonatadas, tales como luminosidad, oxigenación, salinidad, profundidad, condiciones hidrodinámicas, eutroficación del medio y posibles fluctuaciones del nivel del mar, es posible a partir de la descripción de sus constituyentes texturales y composicionales, mismos que permiten la definición de distintas asociaciones de microfacies, las que además de reflejar cambios ambientales a través del tiempo, posibilitan el reconocimiento de distintas zonas de facies, la consecuente generación de modelos de facies y la determinación del ambiente de depósito.

Las interpretaciones paleoambientales derivadas de este tipo de estudios están controladas por cambios en los criterios sedimentológicos, litológicos y biológicos evidenciados por el tipo de fósiles, estructuras sedimentarias y estructuras biogénicas observadas en láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico. Los criterios usados en la interpretación ambiental incluyen textura, fábrica, preservación y asociación de fósiles. Según Flügel (2004), las características de los granos esqueléticos a considerar para definir las microfacies son tipo, tamaño y abundancia de los fósiles, determinación de las unidades sistemáticas principales, predominancia o pérdida de granos esqueléticos específicos y la presencia de asociaciones comunes entre diferentes tipos de fósiles.

En seguida se describen las características de campo de cada una de las secciones estudiadas y se detallan las asociaciones de microfacies definidas para cada una de ellas, señalando en cada caso la interpretación de las condiciones de depósito; es importante mencionar que el criterio fundamental y base para la definición de estas asociaciones de microfacies fue el tipo y abundancia de fósiles específicos.

3.1 ASOCIACIONES DE MICROFACIES DE LA SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 1

Esta sección tiene un espesor de 10 m constituido por 96 estratos (Apéndice 1), y se ubica en las coordenadas 18°19'47'' latitud norte y 97°00'31'' longitud oeste. Forma parte de un pliegue anticlinal (Figura 7) cuya litología está representada por una sucesión de estratos muy finos a medianos de calizas con ocasionales intercalaciones de lutitas que varían desde láminas gruesas hasta estratos medianos. Las superficies de estratificación de las calizas en general son tabulares, raramente onduladas, en ocasiones los estratos se presentan aboudinados por deformación posterior; por su parte las lutitas muestran superficies de estratificación ondulada. En ambas litologías no se observan estructuras primarias reconocibles. El gris oscuro refleja el alto contenido de materia orgánica. La sección en general muestra un alto grado de recristalización por calcita.

La descripción petrográfica permitió la definición de cinco asociaciones de microfacies detalladas a continuación, las cuales fueron denominadas y numeradas con base en su aparición en la sección estratigráfica. La tabla 3.1 muestra un resumen general de sus características e interpretación paleoambiental.



Figura 7. Afloramiento del anticlinal de la sección Cantera Zoquitlán 1.

Tabla 3.1 Asociaciones de microfacies de la sección Cantera Zoquitlán 1. Descripción e interpretación paleoambiental.

ASOCIACIÓN DE MICROFACIES	CONTENIDO ALOQUÍMICO	CARACTERÍSTICAS DEPOSITACIONALES	INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	AMBIENTE DE DEPÓSITO
AMZ1 <i>Wackestone y packstone</i> laminado de radiolarios y calciesferas	-Radiolarios -Calciesferas -Espículas -Amonitelas -Peletoides -Peloides	Matriz laminada, común orientación de granos paralela a la estratificación; gradación eventual, rara vez como gradación compuesta. Manifestación de esporádicos intervalos bioturbados (BI 1-3)	Sedimentación en un medio marino abierto anóxico-disóxico, de baja energía y bajas tasas de sedimentación por debajo del nivel base de oleaje con acción de leves corrientes de fondo y sedimentación por decantación de granos en suspensión. Salinidad normal euhalina y temperaturas templadas a frías. Sustrato de tipo <i>softground</i> excepcionalmente <i>looseground</i> . Aguas superficiales eutróficas con alto influjo de sílice por corrientes de surgencia	Cuenca profunda
AMZ2 <i>Packstone y wackestone</i> de calciesferas con foraminíferos planctónicos	-Calciesferas -Radiolarios -Foraminíferos planctónicos -Espículas	Aloquímicos con distribución aleatoria, rara vez orientados paralelamente a la estratificación, la estratificación interna o biolaminación es esporádica	Ambiente anóxico de baja energía por debajo del nivel base de oleaje, influenciado por corrientes de fondo de baja intensidad, con fluctuaciones repentinas en la energía del flujo. Aguas superficiales con gran cantidad de nutrientes e intensa productividad primaria y salinidad normal	Cuenca a Pie de talud
AMZ3 <i>Wackestone</i> con bioclastos derivados de aguas someras	-Calciesferas -Radiolarios -Moluscos -Braquiópodos -Equinodermos -Espículas -Foraminíferos planctónicos y bentónicos -Algas coralinas -Ostrácodos	Distribución aleatoria de los componentes microfaunísticos y matriz laminada en algunas microfacies. Fragmentos alóctonos abrasionados (angulares a subredondeados) con buen grado de preservación en su composición química	Fluctuaciones en la acción de la corriente generan episodios breves de arrastre de material desde partes someras de plataforma hasta un ambiente profundo con condiciones de temperatura templada a fría y salinidad normal	Plataforma profunda
AMZ4 <i>Packstone-wackestone</i> de fragmentos de bioclastos (moluscos y equinodermos)	-Moluscos -Equinodermos -Braquiópodos -Calciesferas -Radiolarios	Contactos erosivos y transicionales con las microfacies de la AMZ1. Biofábricas definidas por laminación cruzada, imbricación, gradación compuesta y granos con distribución aleatoria	Ambiente profundo con variaciones en las condiciones hidrodinámicas señalados por eventos repentinos y consecutivos de alta energía y corta duración, inducidos por posibles corrientes turbidíficas o tormentas, depositados justo o por debajo de la zona eufótica. Aguas superficiales de salinidad normal.	Plataforma profunda y/o pie de talud
AMZ5 <i>Wackestone</i> bioturbado con espículas	-Radiolarios -Calciesferas -Espículas -Ostrácodos -Moluscos -F. planctónicos -Peloides	Matriz laminada y ligera orientación de aloquímicos destruida por efectos de bioturbación (BI 3)	Ambiente profundo, templado a frío de salinidad normal con bajas tasas de sedimentación e influencia de corrientes de fondo de baja a moderada energía. Sustrato tipo " <i>softground</i> " rico en nutrientes	Plataforma a cuenca profunda

AMZ1: Wackestone y packstone laminado de radiolarios y calciesferas

Esta asociación de microfacies está constituida por texturas *wackestone* y *packstone* con un contenido variable de calciesferas y radiolarios calcitizados (abundantes a comunes) en su mayoría espumeláridos (Figuras 8A, 8I). La aparición de espículas calcáreas monoaxonas y tetraaxonas comunes y escasas es característica (Figura 8G). Los equinoideos, filamentos, amonitelas (Figura 8H) y foraminíferos planctónicos comúnmente fragmentados son esporádicos. Estos aloquímicos se encuentran inmersos en una matriz microesparítica, rara vez pseudoesparítica, cuyo color varía de café olivo moderado (5Y 4/4) a negro grisáceo (N2) y gris oscuro (N3), en ocasiones con cristales de pirita euhedrales a subhedrales.

La presencia de una fábrica laminada es un rasgo distintivo, comúnmente de granos orientados, en donde las espículas y eventualmente los radiolarios aparecen alineados de manera paralela a la estratificación (Figura 8B); las fábricas gradadas son ocasionales, excepcionalmente en forma de gradación compuesta (Figura 8C). La laminación en ciertas microfacies se ve acentuada por procesos de presión-solución mediante estilolitas tipo hummocky en sets paralelos generando fábricas estilolaminadas y estiloestratificadas, con sets anastomosados que dan lugar a redes estilobrechoides. Las estilolitas sencillas y suturadas de picos de baja y alta amplitud, en partes columnares, son frecuentes.

La ocurrencia de fábricas bioturbadas es atípica, caracterizada por *burrows* con cementante esparítico y alto contenido de calciesferas de pared gruesa y equinoideos (Figura 8E), también aparece señalada por parches esparíticos con peletoides y peloides angulosos a subredondeados, moderadamente clasificados (Figura 8F). La presencia de estructuras de excavación verticales con límites bien definidos por la acumulación de sedimentos hacia los bordes es poco frecuente (Figura 8D). El grado de sobreimpresión biogénica corresponde con un BI 1-3 (Taylor y Goldring, 1993).

Es común la silicificación local de la matriz y parcial de los organismos y la presencia de material bituminoso como relleno de porosidad estilolítica y como manchas distribuidas de manera aleatoria dentro de la matriz.

➤ *Interpretación*

El contenido de radiolarios y las esporádicas amonitelas indican el depósito en un ambiente marino abierto y euhalino de baja energía y bajas tasas de sedimentación. Según Jannou (2014), los espumeláridos espinosos son organismos característicos de aguas frías, Flügel (2004) menciona que las espículas, de igual manera, son características de ambientes fríos y profundos, por lo que se infiere un ambiente con temperaturas de fondo templadas a frías, por debajo del nivel base de oleaje en donde la acción de leves corrientes de fondo, con ocasionales episodios de sedimentación por decantación de granos en suspensión, resultó en la laminación, alineación y gradación de los microfósiles. La casi nula presencia de fábricas bioturbadas indica un sustrato *softground* anóxico-disóxico (galerías con límites indefinidos) (CZ-1 y CZ-58), excepcionalmente *looseground* (CZ-72), este último evidenciado por la ocurrencia de las galerías verticales con límites bien definidos (Flügel, 2004), lo que corrobora una ligera concentración de oxígeno desde la interfaz sedimento-agua hasta las primeras capas de sedimento. La fábrica laminada reafirma las condiciones anóxicas-disóxicas que favorecieron la preservación de la materia orgánica.

De manera general la concentración elevada de radiolarios está relacionada con: (1) la constante entrada de sílice al medio por corrientes de surgencia, favoreciendo la alta fertilidad de las aguas superficiales; (2) la estratificación del agua con condiciones disaeróbicas/anaeróbicas en la interfaz sedimento-agua, debido a la débil circulación de las aguas profundas (Kennett, 1982; Honjo, 1984; Molina-Cruz, 1984; Nigrini, 1991; Caulet *et al.*, 1992; Milliam y Takahashi, 1995 en Bartolini *et al.*, 1999); y (3) con la presencia de un medio ácido que favorece la proliferación de biomasa silíceas y una limitada biomasa calcárea. Caron *et al.* (2006), interpretan la ocurrencia de radiolarios como un indicio de la renovación episódica de las aguas oceánicas ricas en nutrientes señalan a estos organismos como indicadores de un incremento de la profundidad del agua y de conexiones con océanos abiertos. El alto contenido de calciesferas observado en esta asociación, excluye la abundancia de radiolarios asociada a un medio acuoso ácido; la presencia de corrientes de fondo y la conexión de la cuenca con el Mar Interior Occidental de Estados Unidos descarta la débil circulación y estratificación del agua como mecanismo de proliferación de organismos silíceos.

Para esta asociación se ha definido la SMF 3_{RAD} referido al cinturón de facies 1 (FZ 1) cuenca profunda proximal.

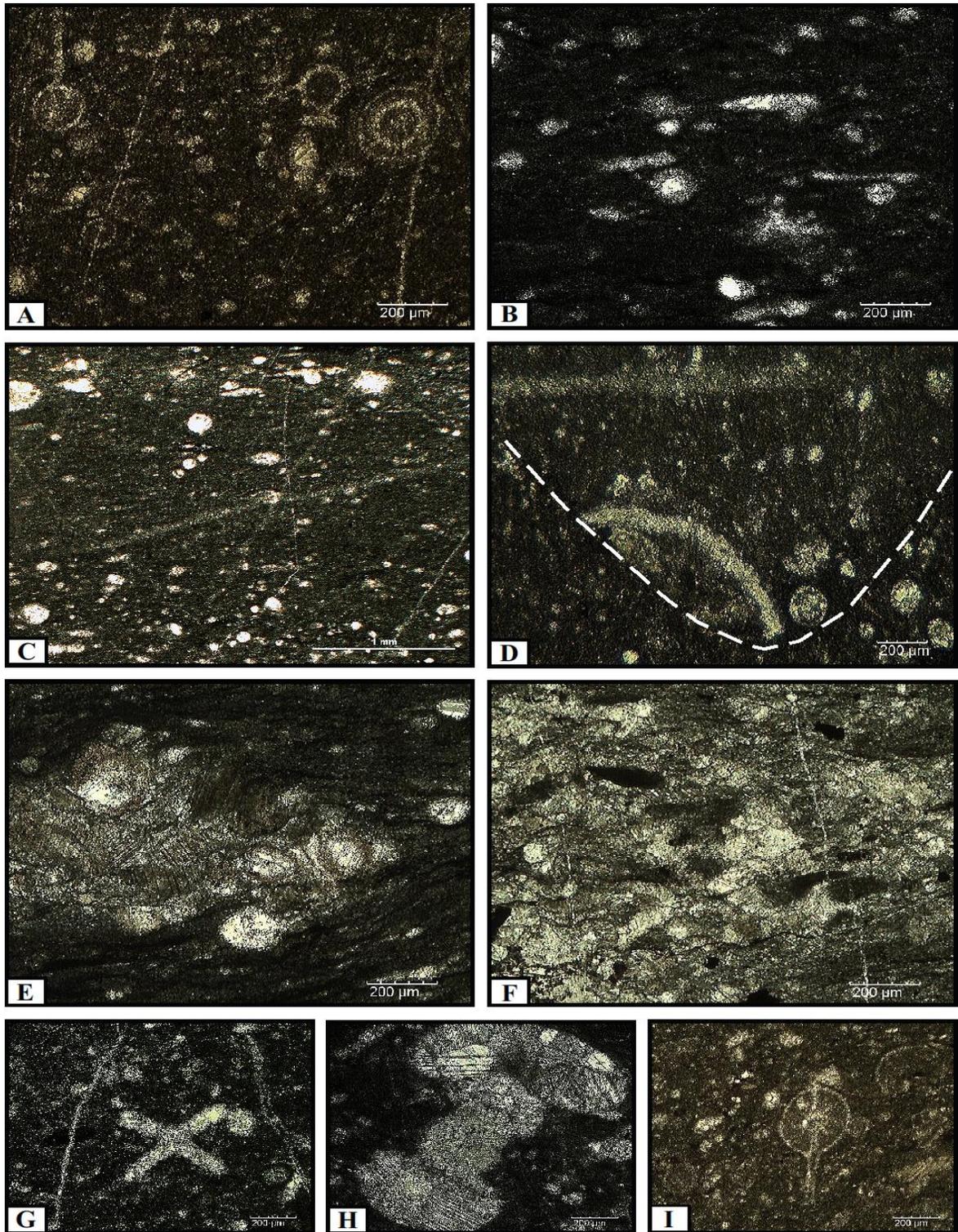


Figura 8. **A)** *Wackestone* laminado de radiolarios (espumeláridos) de matriz microesparítica (Nícoles paralelos) **B)** Espículas monoaxonas orientadas de manera paralela a la estratificación (Nícoles paralelos) **C)** *Wackestone* laminado de radiolarios y calciesferas con gradación compuesta y granos orientados (espículas) (Nícoles paralelos) **D)** Fondo de una galería vertical (línea blanca discontinua) (Nícoles paralelos) **E)** *Burrow* con cementante esparítico y calciesferas de pared gruesa (Nícoles paralelos) **F)** Fábrica bioturbada con peletoides subredondeados moderadamente clasificados (Nícoles paralelos) **G)** Espícula tetraxona calcitizada (Nícoles paralelos) **H)** Amonitela en sección transversal (Nícoles paralelos) **I)** Espumelárido con algunas de sus espinas conservadas (Nícoles paralelos).

AMZ2: Packstone y wackestone de calciesferas con foraminíferos planctónicos

El grado de empaquetamiento y la presencia de foraminíferos planctónicos en gran parte de las microfacies son las características principales que definen esta asociación; muestra texturas *packstone* y *wackestone* (Figura 9). El contenido aloquímico está representado por abundantes calciesferas, comunes a escasos radiolarios, y foraminíferos planctónicos en su mayoría de cámaras globosas que varían de escasos a traza. Espículas calcáreas monoaxonas, fragmentos de moluscos (Figura 9F), crinoides (Figura 9E) y fragmentos fosfatados (Figura 9G) aparecen ocasionalmente en microfacies aisladas.

Los granos se distribuyen de manera aleatoria dentro de una matriz café olivo moderado (5Y 4/4) a negro grisáceo (N2) rica en materia orgánica, fuertemente afectada por procesos neomórficos (microesparita-pseudoesparita). La configuración de los granos orientados de manera paralela a la estratificación es menos frecuente; rara vez se manifiestan estructuras primarias como gradación (Figura 9C) y estratificación interna o biolaminación cíclica (Figura 9D), esta última evidenciada por cambios texturales bien definidos.

Es común encontrar estilolitas irregulares y hummocky en sets anastomosados, los cuales dan lugar a fábricas estilolaminadas-estilonodulares y estilobrechoides, también se observan estilolitas de picos de alta y baja amplitud en ocasiones columnares (Figura 9B). Ambos tipos de porosidad, secundaria (estilolitas) y primaria selectiva de tipo intrapartícula y móldica, se encuentran selladas por materia orgánica. Los aloquímicos muestran silicificación parcial. Los cristales de pirita euhedrales a subhedrales son comunes.

Es importante mencionar que varias microfacies de esta asociación muestran una matriz silicificada, en donde foraminíferos planctónicos y radiolarios presentan crecimiento calcedonio (Figura 9H-I). De manera local, es posible distinguir cristales de dolomita planar-e porfirotópica (Figura 9J) (ocasionalmente afectada por procesos de dedolomitización), a veces como cementante poiquilotópico; así como cristales euhedrales de cuarzo y pirita, estos últimos distribuidos de manera característica en el centro de los foraminíferos planctónicos (Figura 9H-I).

➤ *Interpretación*

Ambiente de baja energía por debajo del nivel base de oleaje. De acuerdo con Flügel (2004), quien menciona que las espículas son buenos indicadores de temperaturas frías en ambientes profundos, y los radiolarios son organismos presentes en entornos con salinidad normal euhalina, se determina para esta asociación un ambiente con aguas de fondo templadas a frías y de salinidad normal. El alto contenido de calciesferas revela una gran cantidad de nutrientes y una intensa productividad primaria en la superficie del agua en condiciones de estrés, estas condiciones de estrés son remarcadas por la presencia de foraminíferos planctónicos de cámaras globosas, característicos de ambientes inestables por su amplia tolerancia ecológica (Omaña *et al.*, 2014). El depósito de esta asociación estuvo influenciado por corrientes de fondo de baja intensidad (que produjeron la orientación y laminación de los componentes aloquímicos) con ocasionales y repentinas fluctuaciones en la energía del flujo (evidenciados por la estratificación heterolítica). La ausencia de fábricas bioturbadas y la coloración obscura debido al abundante contenido de materia orgánica indican un ambiente con bajas concentraciones de oxígeno. Esta asociación es correlacionada con la SMF 3. Se considera que el depósito tuvo lugar a una profundidad mayor a los 200 m, en un ambiente de cuenca a pie de talud (FZ 1 y 3).

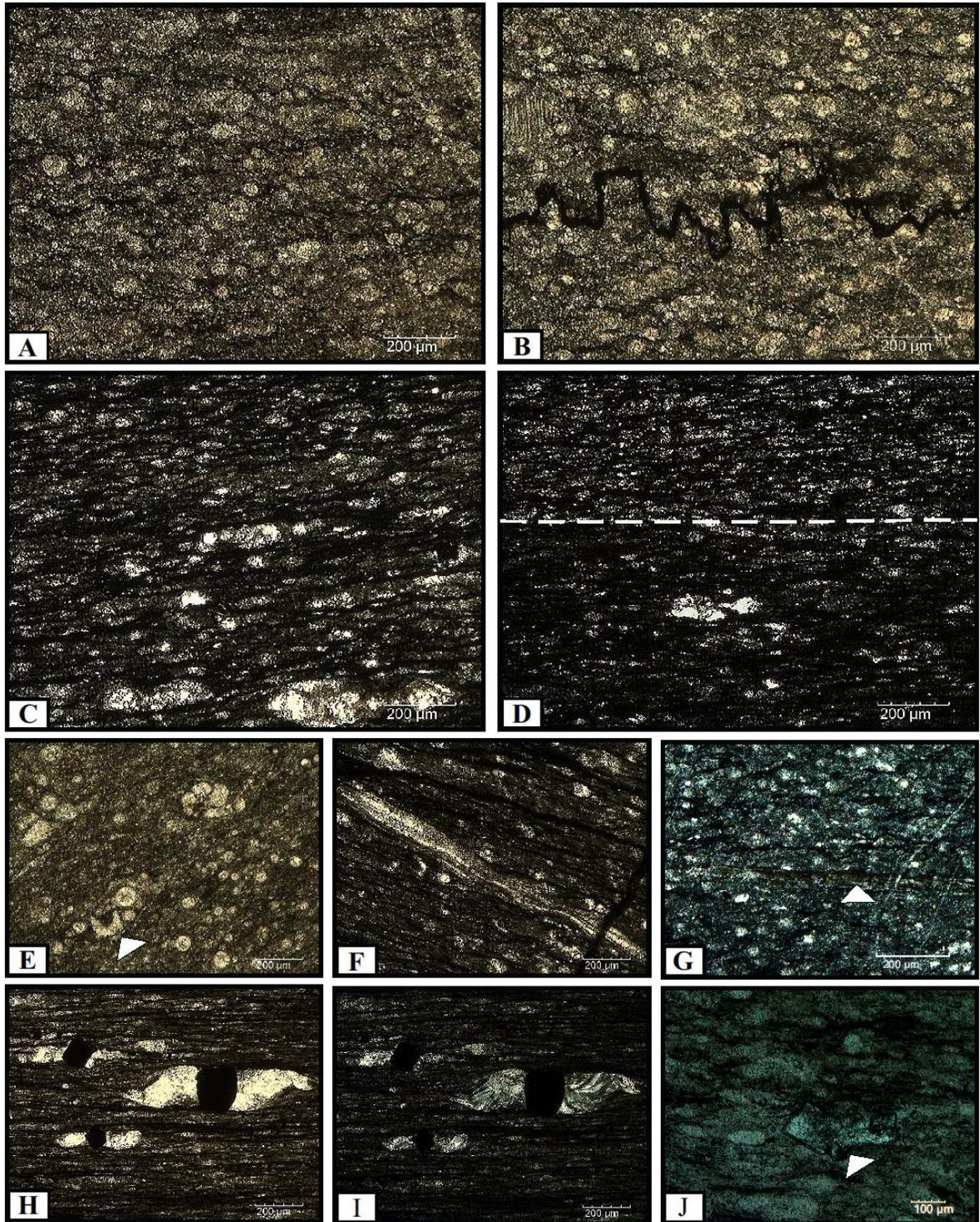


Figura 9. **A)** *Packstone* de calciesferas (Nícoles paralelos) **B)** Estilolita columnar obliterada con materia orgánica (Nícoles paralelos) **C)** *Wackestone* de calciesferas con foraminíferos planctónicos de fábrica gradada señalada por el tamaño de los foraminíferos planctónicos (Nícoles paralelos). **D)** Estratificación interna señalada por cambios texturales entre *wackestone* y *packstone* (Nícoles paralelos) **E)** Foraminíferos planctónicos de cámaras globosas y placa crinoidal (Nícoles paralelos) **F)** Fragmento de posible picnodonte (Nícoles paralelos) **G)** Fragmento fosfatado fuertemente afectado por procesos diagenéticos (señalado por el triángulo blanco) (Nícoles paralelos) **H-I)** Fábrica estilolaminada y foraminíferos planctónicos reemplazados por sílice (calcedonia) y al centro de ellos cristales de pirita (H-Nícoles paralelos. I-Nícoles cruzados) **J)** Cristales de dolomita planar-e porfirotópica (Nícoles paralelos).

AMZ3: Wackestone con bioclastos derivados de aguas someras

Wackestone de calciesferas y radiolarios con un alto contenido de fragmentos derivados de aguas someras (Figura 10), principalmente pelecípodos (Figura 10D), ostreidos y braquiópodos (Figura 10G), fragmentos comunes de equinodermos (algunas placas crinoidales, (Figura 10H-I) y placas de coronas fragmentadas), fragmentos de bioclastos (Figura 10J) y algas coralinas (Figura 10L). También contiene espículas monoaxiales, de las cuales algunas aún conservan su composición silíceas; presenta escasos foraminíferos planctónicos de enrollamiento planiespiral y trocoespiral y trazas de ostrácodos (Figura 10K) así como foraminíferos bentónicos uniseriales (Figura 10G) y de pared calcárea porcelanácea de tipo miliólido (Figura 10M). Los componentes alóctonos son angulares a subredondeados, moderadamente clasificados y muestran un buen grado de preservación.

Los aloquímicos se distribuyen de manera desorganizada dentro de una matriz ligeramente laminada de tipo microesparítica café olivo ligero (5Y 5/6) a negro grisáceo (N2). La materia orgánica se encuentra como relleno de porosidad móldica, intrapartícula y de estilolitas irregulares paralelas y anastomosadas, así como en estilolitas de baja amplitud, en algunas partes columnares (Figura 10Ñ). Los cristales subhedrales y anhedrales de pirita son comunes, y presenta cristales subhedrales de cuarzo de forma esporádica.

➤ *Interpretación*

Esta asociación representa episodios breves de arrastre de material generados por fluctuaciones en la acción de la corriente desde las partes someras de plataforma hasta un ambiente más profundo; aumento en la energía del flujo y de rápida depositación dan lugar a una fábrica desorganizada y una mayor concentración de material retrabajado y abrasionado en algunos sectores de la columna (CZ-32). Corrientes de baja energía definieron la laminación y la ligera orientación de los aloquímicos, esta distribución del material alóctono también podría estar asociada al transporte en suspensión durante los estadios finales de las tormentas.

Las condiciones de oxigenación de fondo parecen haber sido intermitentes, generando intervalos con diferente grado de conservación de materia orgánica, siendo casi nula en aquellos estratos de fábrica desorganizada, por posible oxigenación de fondo como resultado de corrientes de mayor energía. La presencia de espículas por su parte, determina una temperatura de fondo templada a fría. La abundancia y tipo de fauna autóctona permite inferir aguas superficiales de salinidad normal. De manera general, se puede interpretar que el depósito de esta asociación correspondiente con la SMF 10 tuvo lugar en un ambiente de plataforma profunda (FZ 2).

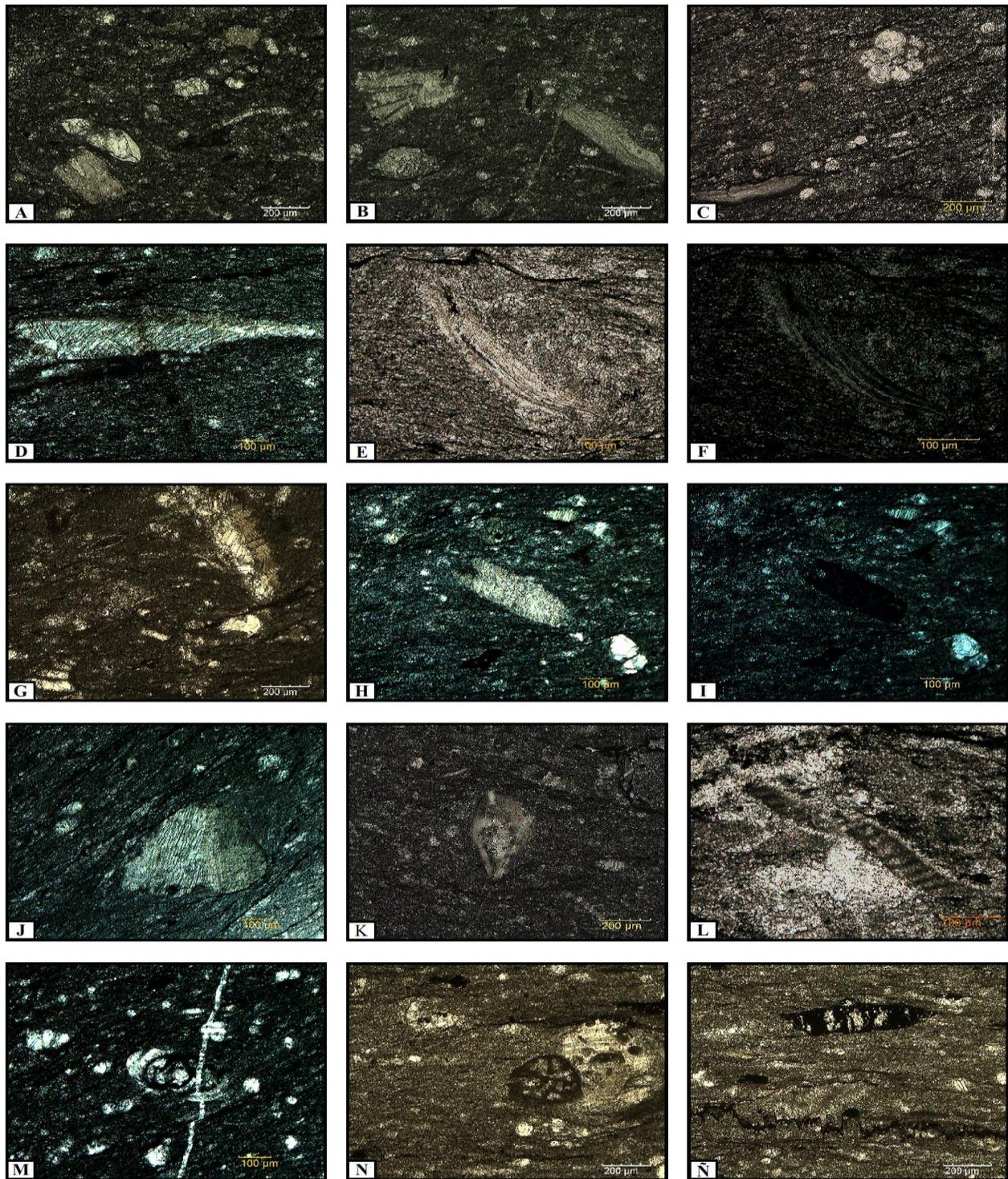


Figura 10. A-B) Wackestone de calciesferas y radiolarios con fragmentos de molusco abrasionados (Nícoles paralelos) C) Fragmento de pelecípodo y foraminífero planctónico de cámaras globosas (Nícoles paralelos) D) Pelecípodo (Nícoles paralelos) E) Fragmento de ostreído en nícoles paralelos y F) Nícoles cruzados G) Fragmento de braquiópodo puntuado y foraminífero bentónico uniserial (Nícoles paralelos) H) Crinoide en nícoles paralelos y I) Nícoles cruzados J) Bioclasto (Nícoles paralelos) K) Ostrácodo (Nícoles paralelos) L) Fragmento de alga roja (Nícoles paralelos) M) Foraminífero bentónico (miliólido) (Nícoles paralelos) N) Alga (Nícoles paralelos) Ñ) Porosidad móldica y estilolitas de baja amplitud y columnares obliteradas con materia orgánica (Nícoles paralelos).

AMZ4: Packstone-Wackestone de fragmentos de concha (moluscos y equinodermos)

Packstone-wackestone con acumulaciones de material alóctono fragmentado, entre ellos equinodermos, conchas de moluscos (algunos identificados como pelecípodos y ostreidos) y rara vez braquiópodos puntuados (Figura 11). Las calciesferas y radiolarios son escasos, mientras que las espículas y foraminíferos planctónicos aparecen en cantidades traza. Muestran biofábricas definidas por laminación cruzada (Figura 11D-E), la gradación cíclica es evidente en algunas microfácies (Figura 11A). Los fragmentos distribuidos en una matriz microesparítica color café olivo ligero (5Y 5/6) a moderado (5Y 4/4) muestran una clasificación pobre a moderada con un grado de preservación variable, algunas fuertemente afectadas por procesos neomórficos. Son comunes las fábricas nodulares (Figura 11E) y estilobrechoides (Figura 11G).

Es importante mencionar que las microfácies de esta asociación se encuentran separadas de las microfácies de la AMF1 por contactos transicionales (Figura 11A) y/o erosivos, estos últimos señalados también por contactos estilolíticos irregulares (Figura 11F).

➤ *Interpretación*

La composición aloquímica de estas microfácies indica episodios de acarreo y rápida sedimentación del material fragmentado mediante corrientes de alta energía, provenientes de partes someras de plataforma; este material fue depositado en un medio más profundo. La presencia de radiolarios y calciesferas permite inferir aguas superficiales de posible salinidad normal.

El cambio de microfácies entre esta asociación y la asociación AMZ1, en ocasiones dentro del mismo estrato, refleja variaciones energéticas de las condiciones hídricas. La gradación compuesta de los fragmentos de concha y los contactos erosivos entre las asociaciones corroboran estos episodios repentinos, los que dieron paso a la posible oxigenación del fondo. El grado de preservación, laminación cruzada e imbricación de los bioclastos nos indican un evento de transporte de masa de alta energía y corta duración posiblemente inducido por alguna corriente turbidítica o por tormentas en ambientes de aguas profundas, probablemente dentro de la plataforma profunda (FZ 2) y/o pie de talud (FZ 3). La ausencia de foraminíferos planctónicos puede ser muestra de la presencia de aguas turbias durante el depósito de esta asociación. La alta acumulación de fragmentos de concha nos permite asignar esta asociación a la SMF 12-S.

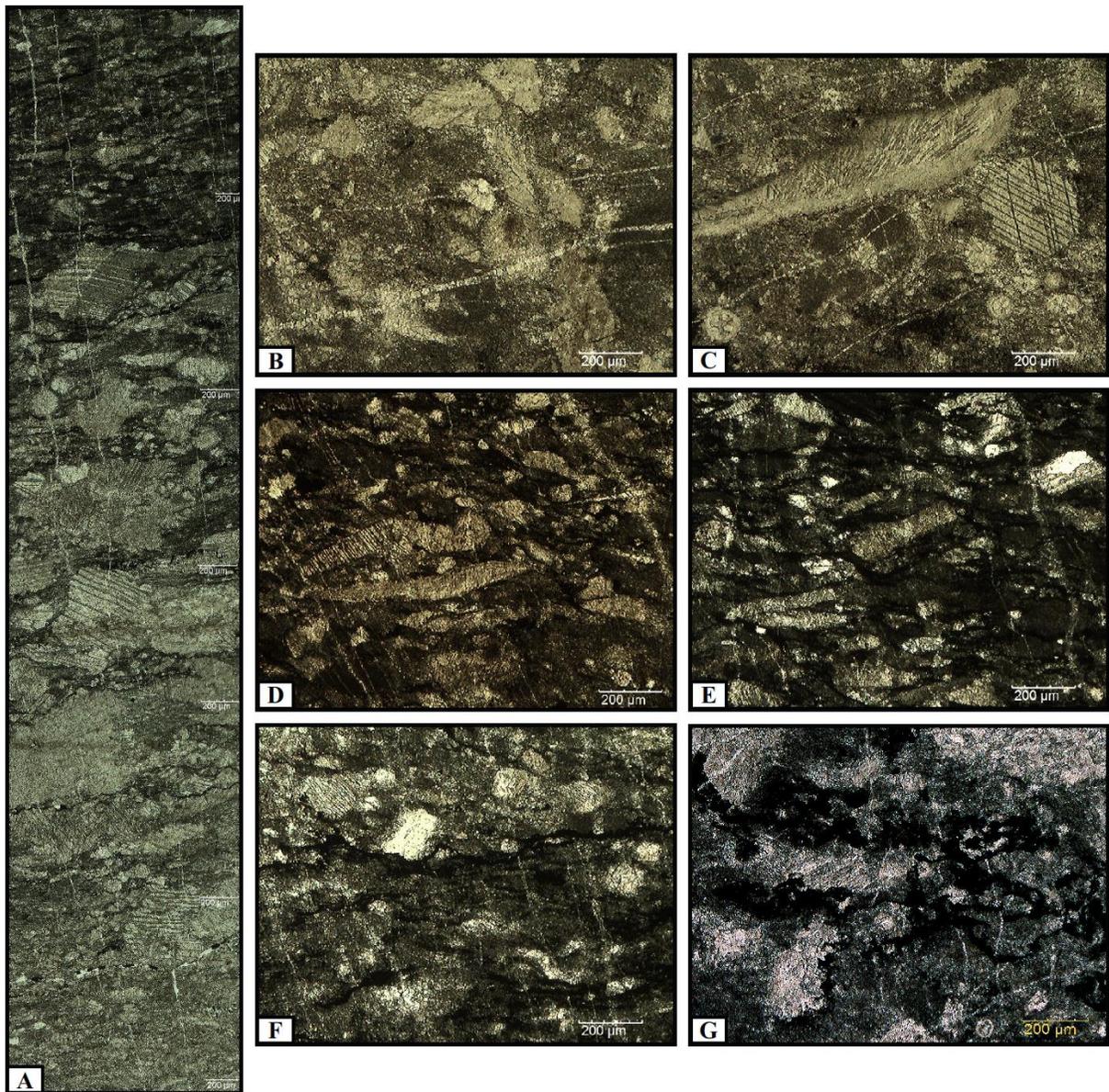


Figura 11. A) *Packstone* de fragmentos de moluscos dispuestos en forma de gradación compuesta, hacia la cima se muestra el contacto transicional con microfacies de la AMZ1 (Nícoles paralelos) B) Fragmentos de moluscos configurados de manera aleatoria dentro de la matriz de tipo microesparítica (Nícoles paralelos) C) Fragmento de molusco y placa crinoideal (Nícoles paralelos) D) Fragmento de pelecípodo y ostreido (Nícoles paralelos) E) Laminación cruzada y fábrica nodular (Nícoles paralelos) F) Contacto estilolítico con la AMZ1 (Nícoles paralelos) G) Fábrica estilobrechoide (Nícoles paralelos).

AMZ5: Wackestone bioturbado con espículas

Wackestone de radiolarios y calciesferas ligeramente laminado de matriz café olivo moderado (5Y 4/4) neomorfizada a microesparita, con espículas monoaxonas comunes, algunas de composición silícea preservada, asociadas a posibles demosponjas (Figura 12A, 12D). Presenta escasos ostrácodos, foraminíferos planctónicos y fragmentos de molusco (pelecípodos y ostreidos) y equinodermos, braquiópodos y saccocomas traza. La acción de microorganismos en el sedimento evidenciado por la presencia de zonas con diferente grado de empaquetamiento y esporádicos peloides angulosos a subredondeados moderadamente clasificados, rompe de manera local con la orientación de las espículas generando fábricas caóticas (Figura 12 B-C). La actividad de los microorganismos corresponde con un BI 3 (Taylor y Goldring, 1993).

Como efectos diagenéticos, además del neomorfismo tanto en matriz como en granos esqueléticos se observan estilolitas suturadas de picos de baja amplitud, en partes columnares dispuestas de manera horizontal y vertical en redes paralelas y anastomosadas generando fábricas locales estilobrechoides.

➤ *Interpretación*

Según Kiessling (1996) y Flügel (2004) el contenido de espículas es abundante en entornos fríos y profundos, de baja energía, entre el talud y la cuenca proximal con bajas tasas de sedimentación, y es sólo en estos ambientes donde se tienen contribuciones significativas. Ellos mencionan que en cuencas deficientes de oxígeno, la abundancia de espículas está controlada por el oxígeno del agua del fondo.

Para esta asociación se infiere un depósito entre la plataforma profunda (FZ 2) y la cuenca proximal (FZ 1), con bajas tasas de sedimentación y con la influencia de corrientes de fondo de baja a moderada energía, que permitieron el transporte de escasas partículas desde ambientes someros de plataforma, provocando un arreglo orientado de los aloquímicos y la laminación de la matriz. Es posible que estas corrientes hayan propiciado una ligera oxigenación del fondo y el consecuente desarrollo de bioturbación en un sustrato *softground* rico en nutrientes (señalado por galerías con límites indefinidos). El contenido y tipo de biota característica nos permite inferir aguas de fondo templadas a frías de salinidad normal. De acuerdo a las características de las SMF de Wilson (1975) esta asociación es correspondiente con la SMF 1-B.

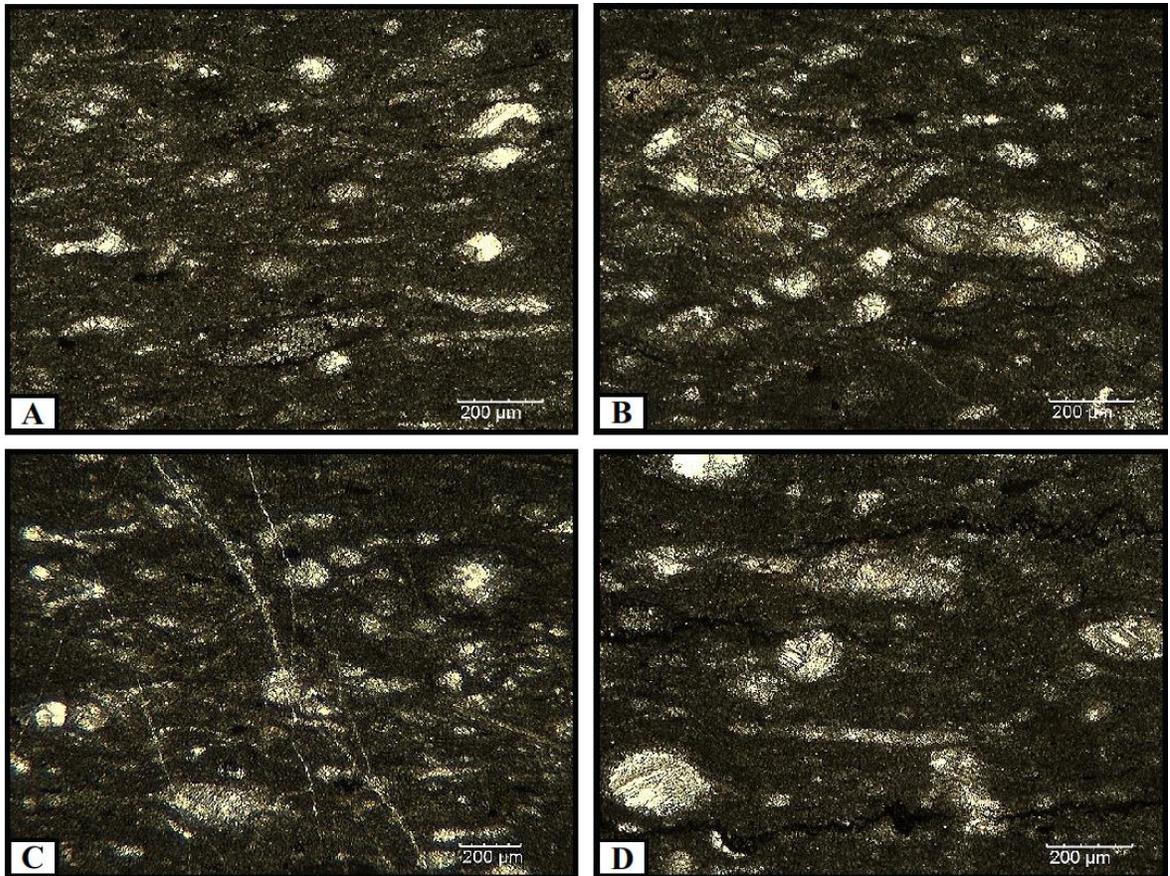


Figura 12. **A)** *Wackestone* laminado con espículas orientadas paralelamente a la estratificación (Nícoles paralelos) **B)** Fábrica bioturbada evidenciada por una mayor concentración de aloquímicos (foraminíferos planctónicos) (Nícoles paralelos) **C)** Fábrica bioturbada señalada por la distribución caótica de los aloquímicos (Nícoles paralelos) **D)** Estilolitas obliteradas con materia orgánica (Nícoles paralelos).

3.2 ASOCIACIONES DE MICROFACIES DE LA SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 2

La sección Cantera Zoquitlán 2 de coordenadas geográficas 18°19'42'' latitud norte y 97°00'25'' longitud oeste, localizada en las inmediaciones del municipio del mismo nombre, a poco más de 500 m de la sección Cantera Zoquitlán 1, tiene un espesor de 6.45 m representado por 79 estratos (Figura 13). De manera general, está constituida por calizas y ocasionales lutitas gris oscuro, ambas en estratos muy finos a finos, rara vez llegan a estratos medianos; esporádicamente se presentan intervalos arcillosos gris claro dentro de los estratos en contacto ondulado con el material carbonatado. En algunos intervalos de la sección, los estratos muestran manchas de color claro asociadas a procesos de bioturbación de alto grado. En general, las superficies de estratificación son paralelas, pocas veces onduladas resultado de los efectos de la compactación. Es notable la presencia de bandas y lentes de pedernal negro (Apéndice 1).

Con base en las características observadas en las secciones delgadas, se determinaron cuatro asociaciones de microfacies, las cuales se detallan en seguida y se resumen en la tabla 3.2.



Figura 13. Afloramiento de la sección Cantera Zoquitlán 2.

Tabla 3.2 Asociaciones de microfácies de la sección Cantera Zoquitlán 2. Descripción e interpretación paleoambiental.

ASOCIACIÓN DE MICROFACIES	CONTENIDO ALOQUÍMICO	CARACTERÍSTICAS DEPOSITACIONALES	INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	AMBIENTE DE DEPÓSITO
AMZQ1 <i>Wackestone</i> laminado de radiolarios y calciesferas	-Radiolarios -Calciesferas -Espículas -Amonitelas	Matriz laminada, rara vez con granos orientados, gradación esporádica y raros intervalos bioturbados (BI 2)	Ambiente profundo de baja energía con influencia de corrientes de surgencia y leves corrientes de fondo; rara sedimentación por decantación de granos en suspensión. Columna de agua eutrófica y de salinidad normal euhalina y temperaturas templadas a frías. Sustrato tipo <i>softground</i> anóxico-disódico	Cuenca profunda
AMZQ2 <i>Wackestone</i> bioturbado con fragmentos de molusco y equinodermo	-Moluscos -Equinodermos -Calciesferas -Radiolarios -Espículas -Amonitelas	Fábrica altamente bioturbada (BI 3) con fragmentos abrasionados de organismos de ambientes someros de plataforma con distribución aleatoria	Sedimentación por debajo del nivel base de oleaje, corrientes de alta energía provenientes de ambientes someros. Sustrato oxigenado rico en nutrientes tipo <i>softground</i>	Plataforma profunda
AMZQ3 <i>Wackestone</i> de radiolarios con foraminíferos planctónicos	-Radiolarios -Foraminíferos planctónicos -Calciesferas -Espículas	Distribución aleatoria de los componentes esqueléticos. Excepcional fábrica bioturbada (BI 1)	Aguas superficiales ricas en nutrientes, ambiente profundo altamente inestable (bajo contenido de oxígeno)	Plataforma profunda
AMZQ4 <i>Packstone-wackestone</i> espiculítico bioturbado y laminado	-Espículas -Radiolarios -Ostrácodos -Calciesferas -Filamentos -Saccocomas -Foraminíferos planctónicos	Matriz laminada y de granos orientados frecuentemente destruida por efectos de bioturbación (BI 4). Común presencia de fábricas peloidales	Ambiente profundo de baja energía influenciado por leves corrientes de fondo, temperaturas templadas a frías, sustrato disódico tipo <i>softground</i> rico en materia orgánica	Cuenca profunda

AMZQ1: *Wackestone laminado de radiolarios y calciesferas*

Las microfacies que componen esta asociación muestran texturas tipo *wackestone*, menos frecuentes son las texturas *packstone* (Figura 14A) y *mudstone* (Figura 14B), las que en ocasiones se presentan de manera híbrida. El contenido aloquímico, inmerso en una matriz microesparítica café olivo ligero (5Y 5/6) a gris oscuro (N3), está representado por radiolarios (espumeláridos) y calciesferas cuyo contenido varía entre abundante y común. Las espículas monoaxonas calcitizadas aparecen de manera traza, y las amonitelas (Figura 14D) y filamentos son esporádicos. Es común observar la laminación fina como fábrica primaria (Figura 14C), rara vez con granos orientados (espículas); la presencia de microfacies bioturbadas cuya actividad orgánica se refleja por parches pseudoesparíticos irregulares con peletoides subredondeados moderada a mal clasificados y pellets es atípica (Figura 14E-F). De acuerdo con Taylor y Goldring (1993) esta sobreimpresión biológica corresponde con un índice de bioturbación 2 (10%).

El material bituminoso se distribuye en manchas aleatorias y como relleno de estilolitas singulares de picos de baja amplitud generalmente organizadas en sets paralelos (Figura 14G), otras más de tipo irregular llegan a configurar fábricas locales estilobrechoides.

➤ *Interpretación*

La interpretación de esta asociación es similar a la asociación AMZ1 referida a la SMF 3, presenta las mismas características micropaleontológicas y sedimentológicas. Está depositada en un ambiente con bajas tasas de sedimentación y baja energía, con influencia de leves corrientes de fondo y esporádicos episodios de sedimentación por decantación de los organismos en suspensión. La microfauna característica (espículas y radiolarios) como lo señala Flügel (2004) y Jannou (2014), nos permite inferir un ambiente de salinidad normal euhalina de aguas templadas a frías y un sustrato anóxico-disóxico rico en materia orgánica tipo *softground*, como lo muestran los escasos intervalos bioturbados. La fluctuación en el contenido de radiolarios y calciesferas podría estar relacionada con el influjo de sílice por corrientes de surgencia, propiciando un elevado contenido de nutrientes y una mayor productividad biológica favorecida con la proliferación de organismos silíceos (Bartolini *et al.*, 1999). Según la relación espículas/radiolarios de Kiessling (1996), la cual permite identificar y diferenciar ambientes batiales de abisales; la abundancia relativa de espículas de esponjas esta inversamente correlacionada con la batimetría (o la distancia desde la plataforma), siendo más comunes en ambientes de talud y cuenca proximal; la concentración de radiolarios, indicada por la relación Naseláridos/Espumeláridos (N/E), se correlaciona positivamente con la batimetría (o la distancia desde la plataforma), es decir, los naseláridos aumentan en abundancia relativa en sedimentos de aguas de gran profundidad (Kiessling, 1996). De acuerdo al contenido fósil anteriormente mencionado (espículas y espumeláridos) y a la

relación de Kiessling (1996), se infiere un ambiente de aguas profundas asociada a un ambiente de cuenca profunda proximal (FZ 1).

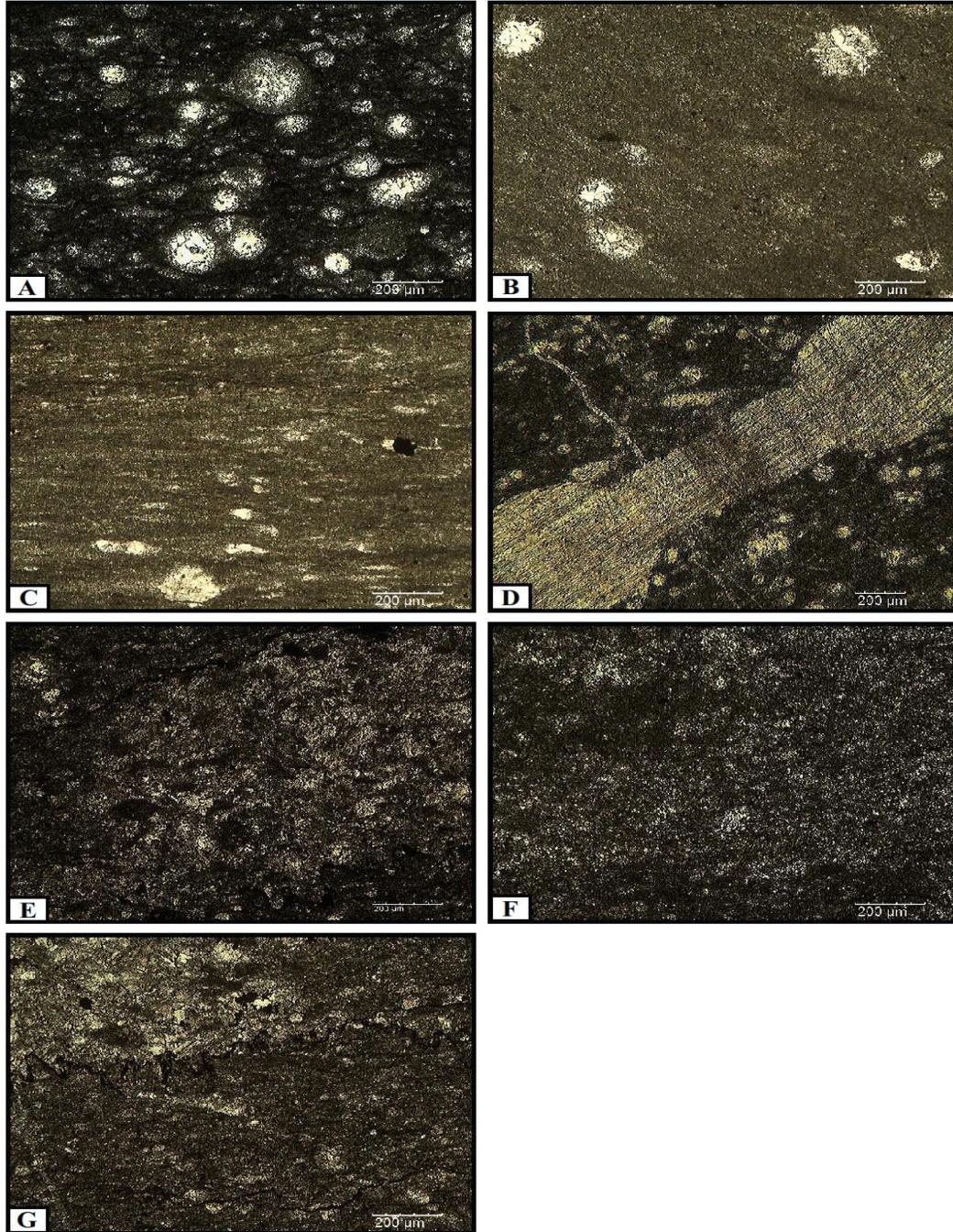


Figura 14. **A)** *Wackestone* de radiolarios y calciesferas (Nícoles paralelos) **B)** *Mudstone* de radiolarios (Nícoles paralelos) **C)** Fábrica laminada y de granos orientados (espículas) (Nícoles paralelos) **D)** Amonitela en sección transversal (Nícoles paralelos) **E)** Fábrica bioturbada con peloides subredondeados moderadamente clasificados (Nícoles paralelos) **F)** Fábrica peloidal (Nícoles paralelos) **G)** Estilolitas paralelas de baja amplitud obliteradas con materia orgánica (Nícoles paralelos).

AMZQ2: Wackestone bioturbado con fragmentos de molusco y equinodermo

La característica que define esta asociación es el alto grado de bioturbación y la presencia de fragmentos conspicuos de moluscos y equinodermos, algunos de los cuales conservan su composición aragonítica. Los componentes alóctonos están subredondeados y mal clasificados y muestran signos de abrasión (Figura 15). Exhibe una textura lodosoportada de matriz café olivo moderado (5Y 4/4) soportando diferentes granos esqueléticos autóctonos, calciesferas y radiolarios (espumeláridos) principalmente (Figura 15A). Las espículas monoaxónicas, fragmentos de pelecípodos y ostreidos son comunes (Figura 15D-E), los fragmentos de equinodermos son traza. De manera esporádica se observan briozoarios y posibles gasterópodos, amonitelas (Figura 15H) y foraminíferos planctónicos y bentónicos. La fábrica bioturbada está señalada por amplios parches esparíticos con acumulaciones de material fragmentado y con abundantes pellets, peloides y peletoides subangulosos a subredondeados de clasificación moderada (Figura 15B-C); muestra un índice de bioturbación 3 (40%) (Taylor y Goldring, 1993). El poco material bituminoso se encuentra obliterando la porosidad intrapartícula.

➤ *Interpretación*

Las características descritas permiten afiliar esta asociación con la SMF 9 de Wilson (1975). El depósito tuvo lugar en un ambiente profundo por debajo del nivel base de oleaje, posiblemente en un ambiente de plataforma profunda (FZ 2), con frecuente influencia de corrientes de alta energía evidenciadas por la alta concentración de material fragmentado y abrasionado proveniente de ambientes someros. El efecto de estas corrientes propició la oxigenación del fondo y la consecuente bioturbación del sedimento rico en nutrientes; la ocurrencia de *burrows* indefinidos con límites irregulares señala un sustrato tipo *softground*.

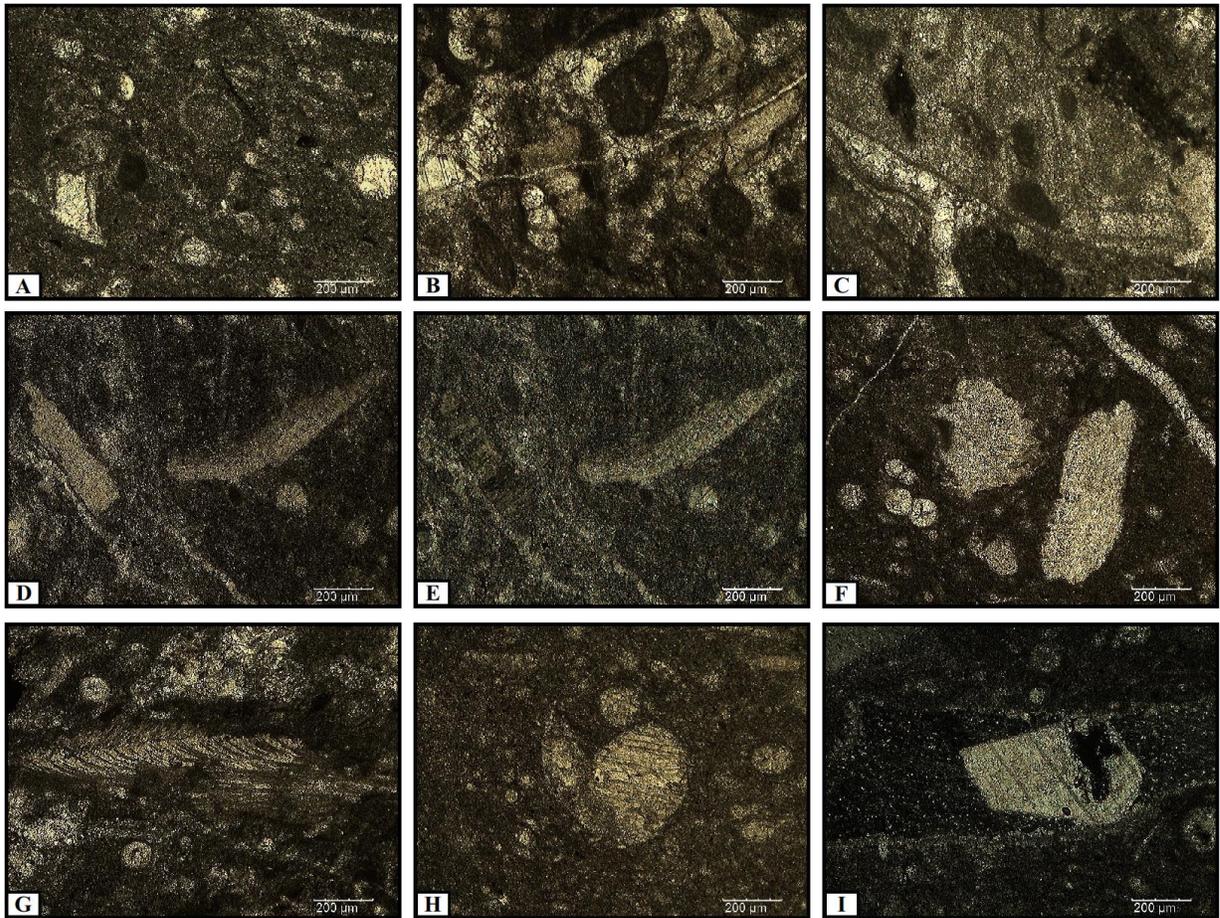


Figura 15. **A)** Componentes autóctonos (radiolarios y calciesferas) (Nícoles paralelos) **B-C)** Fábricas bioturbadas caracterizadas por concentraciones de material fragmentado y peloides envueltos en parches esparíticos (Nícoles paralelos) **D)** Fragmentos de pelecípodo y ostreido en nícoles paralelos y **E)** Nícoles cruzados **F)** Fragmentos de moluscos abrasionados (Nícoles paralelos) **G)** Fragmento de molusco (Nícoles paralelos) **H)** Amonitela en corte longitudinal (Nícoles paralelos) **I)** Fragmento de molusco recristalizado con sílice microcristalino, éste funge como cementante poiquilotópico de un fragmento de equinodermo (Nícoles cruzados).

AMZQ3: *Wackestone de radiolarios con foraminíferos planctónicos*

La abundancia de radiolarios (espumeláridos y en menor cantidad naseláridos) y la aparición de foraminíferos planctónicos de cámaras globosas (en algunos casos fragmentados) y de pared hialina son los rasgos que precisan dicha asociación (Figura 16A-B). Las calciesferas y espículas son traza, mientras que los fragmentos de pelecípodos y moluscos indiferenciados son raros y esporádicos. El material bioclástico se distribuye sin alguna orientación preferencial y gran parte de él se encuentra reemplazado por sílice (Figura 16C-D) dentro de una matriz recristalizada a microesparita café olivo moderado (5Y 4/4). La materia orgánica se encuentra como relleno de estilolitas que generan fábricas estilobrechoides (Figura 16E).

➤ *Interpretación*

Las características microfaunísticas nos permiten interpretar un ambiente marino abierto de plataforma profunda (FZ 2), con fluctuaciones en la temperatura y salinidad. El aumento pronunciado de foraminíferos planctónicos, comparado con las microfacies de las demás asociaciones, indica posibles cambios en las condiciones de nutrientes en la superficie del agua (Held *et al.*, 2008). Según Omaña *et al.* (2014), los foraminíferos de cámaras globosas son evidencia de altos contenidos de nutrientes en paleoambientes inestables con bajas concentraciones de oxígeno. De manera general la abundancia de los foraminíferos planctónicos está controlada más que por la profundidad, por la salinidad y la claridad del agua (Funnell, 1967). Esta asociación ha sido relacionada con la SMF 3 de Wilson (1975).

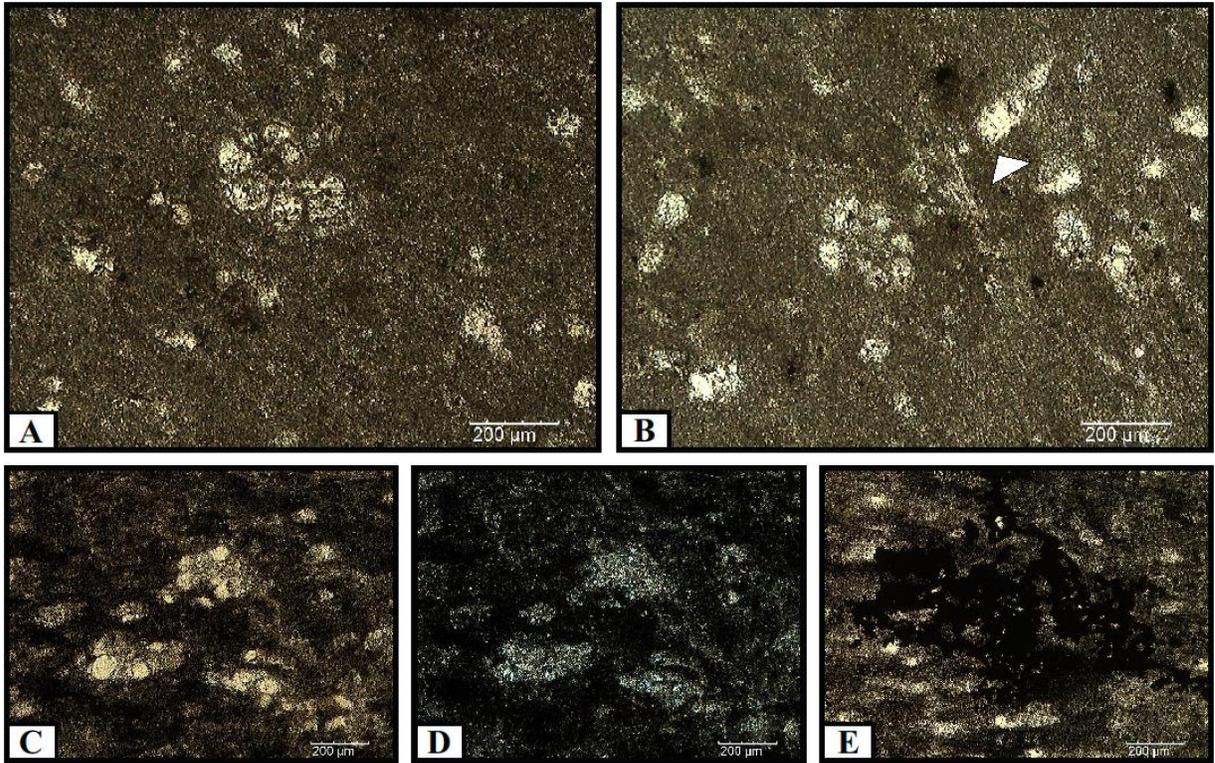


Figura 16. A-B) *Wackestone* de radiolarios con foraminíferos planctónicos de cámaras globosas (Nícoles paralelos). En la parte superior derecha de la imagen B se logra observar un naselárido C-D) Foraminíferos planctónicos recristalizados con sílice (Nícoles paralelos) E) Fábrica estilobrechoide sellada con materia orgánica (Nícoles paralelos).

AMZQ4: *Packstone-Wackestone* espiculítico bioturbado y laminado

Wackestone-packstone bioturbado café olivo ligero (5Y 5/6) con alta abundancia de espículas monoaxonas calcitizadas, radiolarios comunes y calciesferas y valvas desarticuladas de ostrácodos escasas, los filamentos y fragmentos de concha aparecen en cantidades traza, mientras que los equinoideos son esporádicos; sacocomas también son visibles. Algunos de estos aloquímicos presentan silicificación parcial.

De manera general, muestra una fábrica laminada y de granos orientados (Figura 17A), en su mayor parte destruida por la acción de microorganismos en el sustrato. La actividad orgánica está señalada por concentraciones caóticas de espículas (Figura 17B) y principalmente por la ocurrencia de fábricas peletoidales irregulares y parches esparíticos con peloides (Figura 17C), el BI para esta asociación es 4 (80%) (Taylor y Goldring, 1993). La materia orgánica se distribuye en estilolitas de picos de baja amplitud en sets paralelos y en estilolitas columnares (Figura 17E).

➤ Interpretación

El depósito de esta asociación se efectuó dentro de un ambiente de baja energía, por debajo de la zona fótica y bajo temperaturas templadas a frías. Características son las condiciones óxicas-subóxicas del fondo y la presencia de un sustrato tipo *softground* rico en nutrientes, que permite la proliferación de la actividad biológica de los organismos. Según Kiessling (1996), la abundancia de espículas está controlada por el oxígeno del agua del fondo y por la presencia de corrientes turbidíticas. Esta asociación ha sido relacionada con la asociación AMZ 5 (SMF 1-B) depositada en una cuenca profunda (FZ 1).

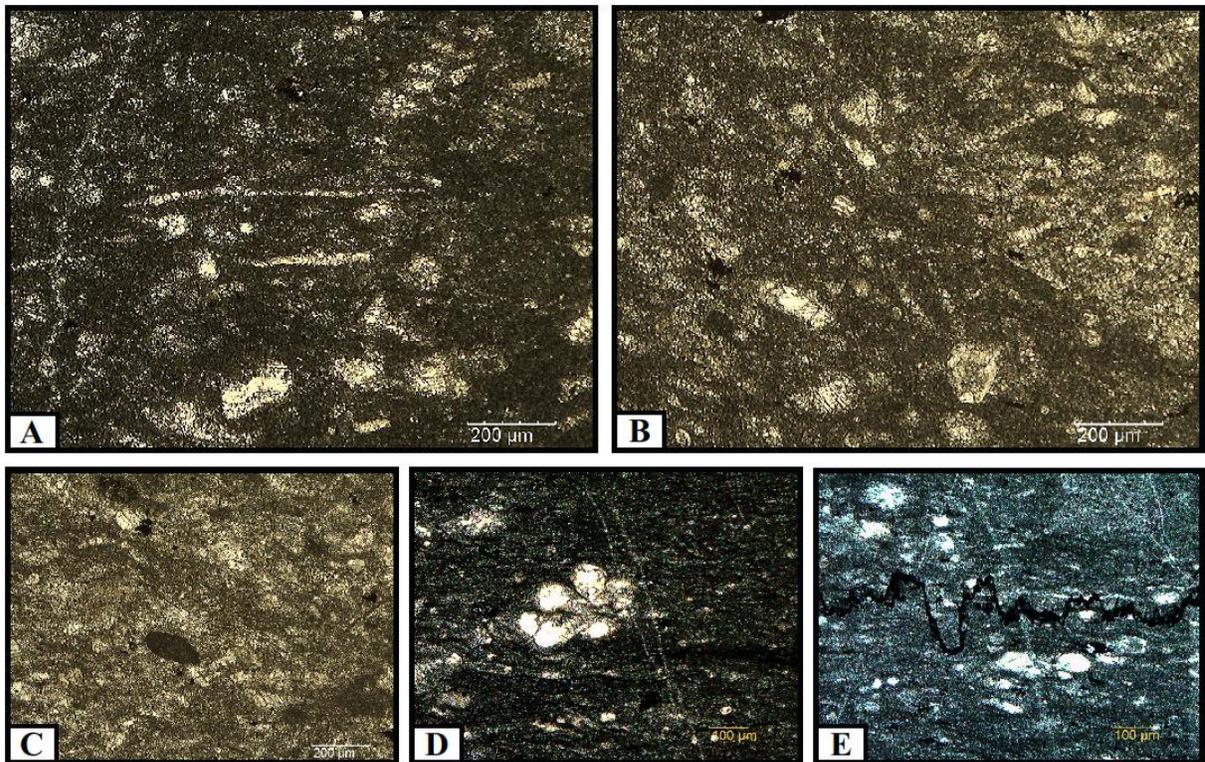


Figura 17. A) *Wackestone* laminado con orientación de granos paralela a la estratificación (filamentos) (Nícoles paralelos) B) Distribución caótica de bioclastos por acción de organismos en el sedimento (Nícoles paralelos) C) Fábrica bioturbada con peloides subredondeados (Nícoles paralelos) D) Foraminífero planctónico de cámaras globosas (Nícoles paralelos) E) Estilolitas columnares obliteradas de materia orgánica (Nícoles paralelos).

3.3 ASOCIACIONES DE MICROFACIES DE LA SECCIÓN TEHUIPANGO

Esta sección fue medida en las inmediaciones del poblado de Tehuipango, Veracruz, sobre el camino de terracería que conecta los municipios de Tepetzintla y Tehuipango, cuyas coordenadas geográficas son 18°30'01'' latitud norte y 97°04'55'' longitud oeste (Figura 18). Está conformada por 211 estratos y tiene un espesor de poco más de 30.5 m. Litológicamente, está constituida por una sucesión de estratos continuos muy finos a medianos de calizas de color gris claro a oscuro frecuentemente intercalados con láminas finas a estratos finos de arcillas de color rojo. El límite entre estratos suele ser plano (Apéndice 1).

En cuanto a estructuras sedimentarias, se observan estructuras de deformación tipo carga y flama entre material calcáreo y pedernal. Habitualmente el pedernal (blanco y negro) aparece en forma de bandas o nódulos de tamaño variable. Como estructuras internas se reportan láminas finas continuas negras y blancas, localizadas en la base, cima o parte media del estrato. En ocasiones pequeños nódulos de pedernal alineados y orientados paralelamente a la estratificación aparecen en gradación normal.

La tabla 3.3 resume las características descritas para las seis asociaciones definidas para esta sección, así como su interpretación paleoambiental y de depósito. Información detallada se presenta más adelante.



Figura 18. Afloramiento de la sección Tehuipango.

Tabla 3.3 Asociaciones de microfácies de la sección Tehuipango. Descripción e interpretación paleoambiental.

ASOCIACIÓN DE MICROFACIES	CONTENIDO ALOQUÍMICO	CARACTERÍSTICAS DEPOSITACIONALES	INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	AMBIENTE DE DEPÓSITO	
AMTH1	<i>Wackestone</i> laminado de radiolarios y calciesferas	-Radiolarios -Calciesferas -Espículas	Matriz laminada y de granos con distribución aleatoria. Excepcional fábrica bioturbada (BI 2)	Medio euhalino con influencia de corrientes de fondo de baja intensidad y bajas tasas de sedimentación. Periodos de eutroficación asociados a corrientes de surgencia evidenciados por el alto contenido de organismos silíceos. Presencia de sustrato <i>softground</i> anóxico-disóxico rico en nutrientes	Cuenca profunda
AMTH2	<i>Wackestone-packstone</i> laminado con calciesferas, espículas orientadas y foraminíferos planctónicos escasos	-Calciesferas -Espículas -Foraminíferos planctónicos pequeños de cámaras globosas	Matriz con laminación fina y granos orientados paralelamente a la estratificación. Tamaño variable de los aloquímicos, en ocasiones señalando fábricas gradadas. La bioturbación es excepcional (BI 2)	Ambiente inestable rico en nutrientes, con fluctuaciones de salinidad y temperatura. Sedimentación por debajo del nivel base de oleaje con presencia de leves corrientes de fondo y esporádica sedimentación por decantación de organismos en suspensión. Sustrato anóxico-disóxico	Cuenca profunda
AMTH3	<i>Wackestone</i> laminado con fragmentos derivados de aguas someras	-Moluscos (inocerámidos) -Braquiópodos -Equinodermos -Rudistas -Briozoarios -Calciesferas -Radiolarios -F. planctónicos -Espículas -F. bentónicos	Matriz laminada con frecuente orientación de componentes alóctonos alineados paralelos a la estratificación, rara vez muestran distribución aleatoria, evidente abrasión y preservación de la composición aragonítica en algunos de ellos. Diferencia considerable en el tamaño de los componentes alóctonos Frecuentes fábricas bioturbadas (BI 2-4)	Medio marino abierto con influencia de corrientes de fondo que aportan oxígeno y material alóctono al medio. Condiciones disóxicas en la interfaz sedimento-agua hasta pocos cm dentro del sustrato <i>softground</i> con esporádicos pulsos de oxigenación. Persisten las corrientes de surgencia y la alta productividad primaria	Plataforma profunda
AMTH4	<i>Mudstone</i> y <i>wackestone</i> de calciesferas con foraminíferos planctónicos	-Calciesferas -Foraminíferos planctónicos -Radiolarios -Espículas -Ostrácodos -Picnodontes	Aloquímicos distribuidos en una matriz laminada muestran un tamaño diminuto. Estas microfácies cambian gradualmente con las microfácies de la AMTH1	Depósito en un medio eutrófico altamente inestable, con fluctuaciones de temperatura y salinidad, alto contenido de carbono orgánico y baja concentración de oxígeno	Plataforma a cuenca profunda
AMTH5	<i>Mudstone</i> y <i>wackestone</i> de calciesferas con foraminíferos planctónicos	-Foraminíferos Planctónicos -Calciesferas	Distribución aleatoria de los componentes microfaunísticos. Abundante contenido de cuarzo detrítico	Ambiente de baja energía por debajo del nivel base de oleaje con condiciones oligotróficas estables	Pie de talud y/o plataforma profunda
AMTH6	Depósito turbidítico	-Radiolarios -Calciesferas -Espículas -Moluscos -Equinodermos -Algas -Briozoarios	Organismos fragmentados procedentes de zonas someras de plataforma, imbricados y en laminación cruzada, en contacto ondulante con radiolarios y calciesferas con gradación inversa que infrayacen a láminas de material arcilloso con nódulos de pedernal	Material depositado por corrientes de turbidez	Pie de talud y/o plataforma profunda

AMTH1: Wackestone laminado de radiolarios y calciesferas

Las microfácies que definen esta asociación presentan una textura lodosoportada, muy pocas veces granosoportada, en ocasiones heterolítica y se caracterizan por la presencia de radiolarios, calciesferas y espículas (excepcionalmente triaxonas y tetraxonas) (Figura 19). Los crinoides aparecen en cantidades traza (Figura 19J-L) y los foraminíferos planctónicos (Figura 19G) y ostrácodos son esporádicos, es aún más rara la presencia de foraminíferos bentónicos de pared arenácea (Figura 19I). De manera general, se distribuyen sin ordenamiento interno, aunque muy pocas veces exhiben una configuración paralela a la estratificación (Figura 19C). La matriz frecuentemente laminada no homogénea es de tipo micrita y microesparita, raramente pseudoesparita, café olivo ligero (5Y 5/6), gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso ligero (5YR 6/1). La fábrica bioturbada es ocasional y está señalada por zonas esparíticas con peletoides y peloides angulosos a subredondeados moderadamente clasificados. La acción de los microorganismos en el sedimento corresponde con BI 2 (Taylor y Goldring, 1993) (Figura 19M). Aparecen de manera esporádica microfácies con cuarzo detrítico (Figura 19N-Ñ). Se observan estilolitas suaves y hummocky, y estilolitas sencillas de picos de baja y alta amplitud en sets anastomosados y paralelos, en ocasiones suturadas y obliteradas con óxidos. Es frecuente encontrar diminutos cristales de pirita. Procesos de disolución dan lugar a la formación de vóculos como porosidad secundaria.

➤ *Interpretación:*

Esta asociación comparte bastantes similitudes con las AMZ1 y AMZQ1 antes mencionadas, por lo que las condiciones ambientales y de depósito aquí inferidas son afines. Se ha correlacionado con la SMF 3_{RAD} asociada a un ambiente de cuenca profunda (FZ 1) influenciado por ocasionales corrientes de fondo de baja intensidad y bajas tasas de sedimentación dentro de un medio euhalino. El alto contenido de radiolarios, en su mayoría espumeláridos, señala un constante enriquecimiento de sílice por posibles episodios de eutrofización asociados con corrientes de surgencia (Coccioni y Lucciani, 2004). De acuerdo con Bartolini *et al.* (1999), la abundancia de sedimentos biosilíceos también puede ser favorecida además por la alta fertilidad de las aguas superficiales, por la débil circulación del agua y la consecuente estratificación del medio con condiciones disaeróbicas/anaeróbicas en la interfaz sedimento-agua. No obstante, esta razón es menos válida debido a las características geométricas y paleogeográficas de la cuenca (conexión de la Cuenca de Zongolica con el Mar Interior Occidental de Estados Unidos), y por la presencia de fuertes corrientes de fondo evidenciadas por las asociaciones determinadas en las tres secciones estratigráficas estudiadas. La bioturbación permite inferir un sustrato *softground* anóxico-disóxico rico en nutrientes.

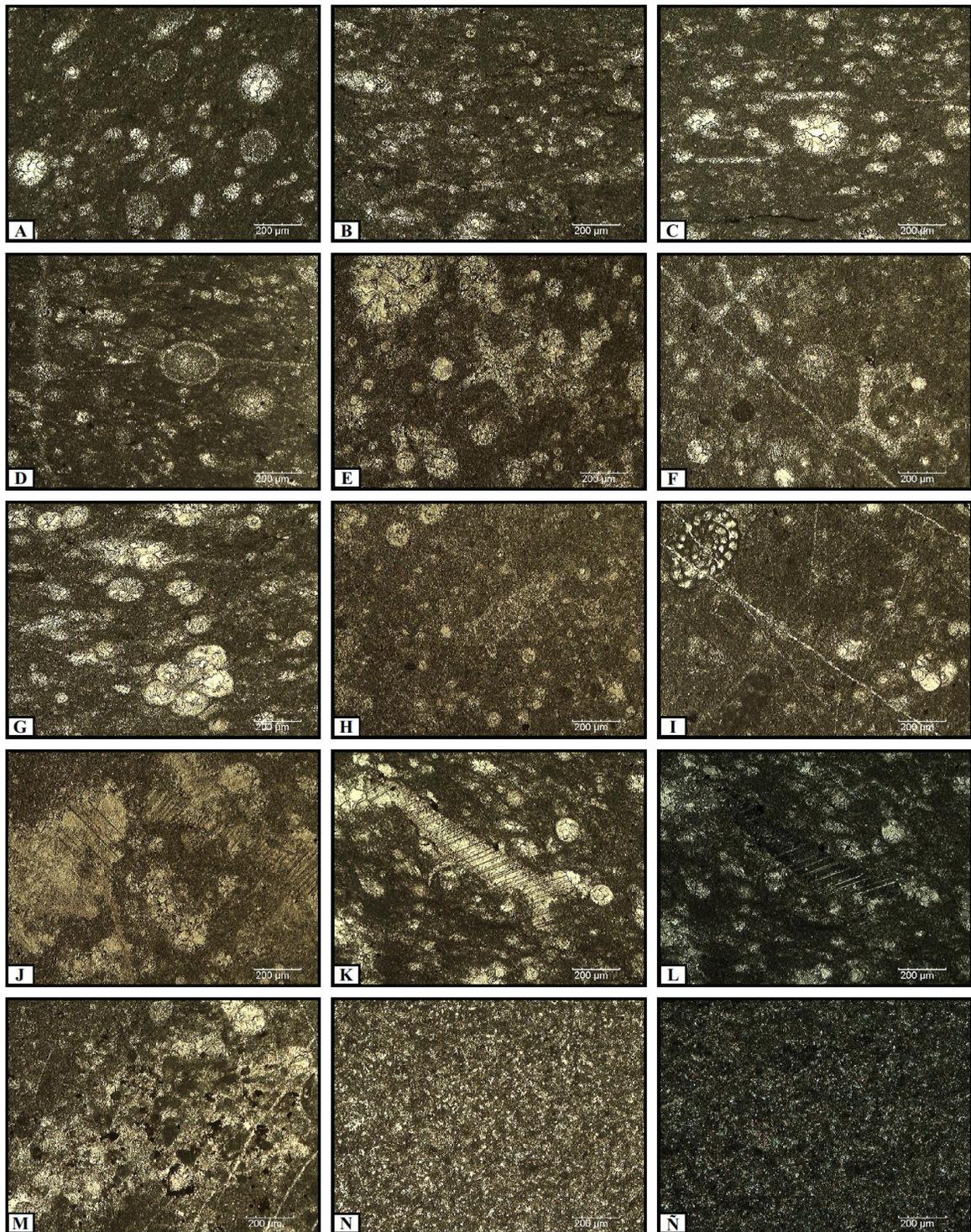


Figura 19. A-B) *Wackestone* laminado de espumeláridos y calciesferas (Nícoles paralelos) C) Fábrica de granos orientados paralelos a la estratificación (espículas monoaxonas) (Nícoles paralelos) D) Espumelárido con espinas conservadas (Nícoles paralelos) E) *Packstone* de radiolarios. Al centro, una espícula tetraxona (Nícoles paralelos) F) Radiolario (Nícoles paralelos) G) Foraminífero planctónico de cámaras globosas (Nícoles paralelos) H) Foraminífero bentónico pelágico (Nícoles paralelos) I) Foraminíferos bentónico de pared arenácea (Nícoles paralelos) J) Fragmentos de equinodermos (Nícoles paralelos) K) Crinoide en nícoles paralelos y L) En nícoles cruzados M) Fábrica bioturbada con peloides angulosos a subredondeados moderadamente clasificados (Nícoles paralelos) N) Material siliciclástico en nícoles paralelos y en Ñ) Nícoles cruzados.

AMTH2: Wackestone-packstone laminado con calciesferas, espículas orientadas y foraminíferos planctónicos escasos

Wackestone-packstone de matriz laminada neomorfizada a microesparita con algunos parches micríticos café olivo ligero (5Y 5/6). Rasgos distintivos son el abundante contenido de calciesferas y la orientación de espículas y en ocasiones de filamentos paralela a la estratificación (Figura 20A y B). La presencia de escasos foraminíferos planctónicos de enrollamiento trocoespiral y planiespiral y de cámaras globosas y pared hialina también es característica, menos frecuentes son los foraminíferos de cámaras quilladas (Figura 20F-H), algunos se encuentran ya fragmentados. El contenido de radiolarios es variable siendo frecuente encontrarlos en cantidades traza, rara vez son comunes; los equinodermos, ostrácodos y filamentos aparecen en cantidades traza. Notable es el contraste de tamaño de los aloquímicos en las diferentes microfacies que componen esta asociación; en ocasiones se presentan señalando fábricas gradadas (Figura 20C). Las fábricas bioturbadas aparecen de manera ocasional, en forma de parches esparíticos y galerías verticales con acumulación de material hacia los bordes (Figura 20E) y como fábricas peletoidales (Figura 20D). El BI para esta asociación es de 2 (10%). Dentro de la matriz se observan estilolitas irregulares de relleno oxidado. Algunos aloquímicos muestran silicificación parcial.

➤ *Interpretación*

La sedimentación tuvo lugar dentro de un ambiente de cuenca profunda (FZ 1), por debajo del nivel base de oleaje y con influencia de leves corrientes de fondo que generaron la laminación y la alineación de espículas y filamentos. Las esporádicas fábricas gradadas corroboran la baja energía del medio permitiendo la sedimentación de los organismos en suspensión.

La abundante ocurrencia de calciesferas, por su parte, indica aguas ricas en nutrientes e intensa productividad primaria en las aguas superficiales (SMF 3) (Omaña *et al.*, 2014). La ausencia de organismos bentónicos y la bioturbación esporádica sugiere un ambiente inestable con condiciones anóxicas-disóxicas en la interface sedimento-agua.

Los foraminíferos planctónicos pequeños de cámaras globosas, son organismos que presentan una estrategia de vida modo r (oportunistas) y son típicos de ambientes en condiciones de alto estrés, asociados con la reducción de oxígeno; debido a su amplia tolerancia ecológica, son indicadores de aumentos en la productividad primaria y fluctuaciones en la temperatura y salinidad (Keller *et al.*, 2001; Keller and Pardo, 2004; Gebhardt *et al.*, 2010; Omaña *et al.*, 2012; Omaña *et al.*, 2014). Geel (2000) menciona que el desarrollo de foraminíferos planctónicos de estrategia r, foraminíferos de tamaño pequeño, indica una rápida maduración en un medio inestable o rico en nutrientes. Por su parte, los

foraminíferos planctónicos de estrategia k, de cámaras quilladas, son comúnmente desarrollados en ambientes profundos estables y oligotróficos (Omaña *et al.*, 2012. Por tanto, con base en el predominio de calciesferas y de foraminíferos de estrategia r sobre los foraminíferos de estrategia k dentro de esta asociación, se concluye un ambiente con condiciones eutróficas anóxico-disóxico con fluctuaciones de salinidad y temperatura durante el depósito de esta asociación.

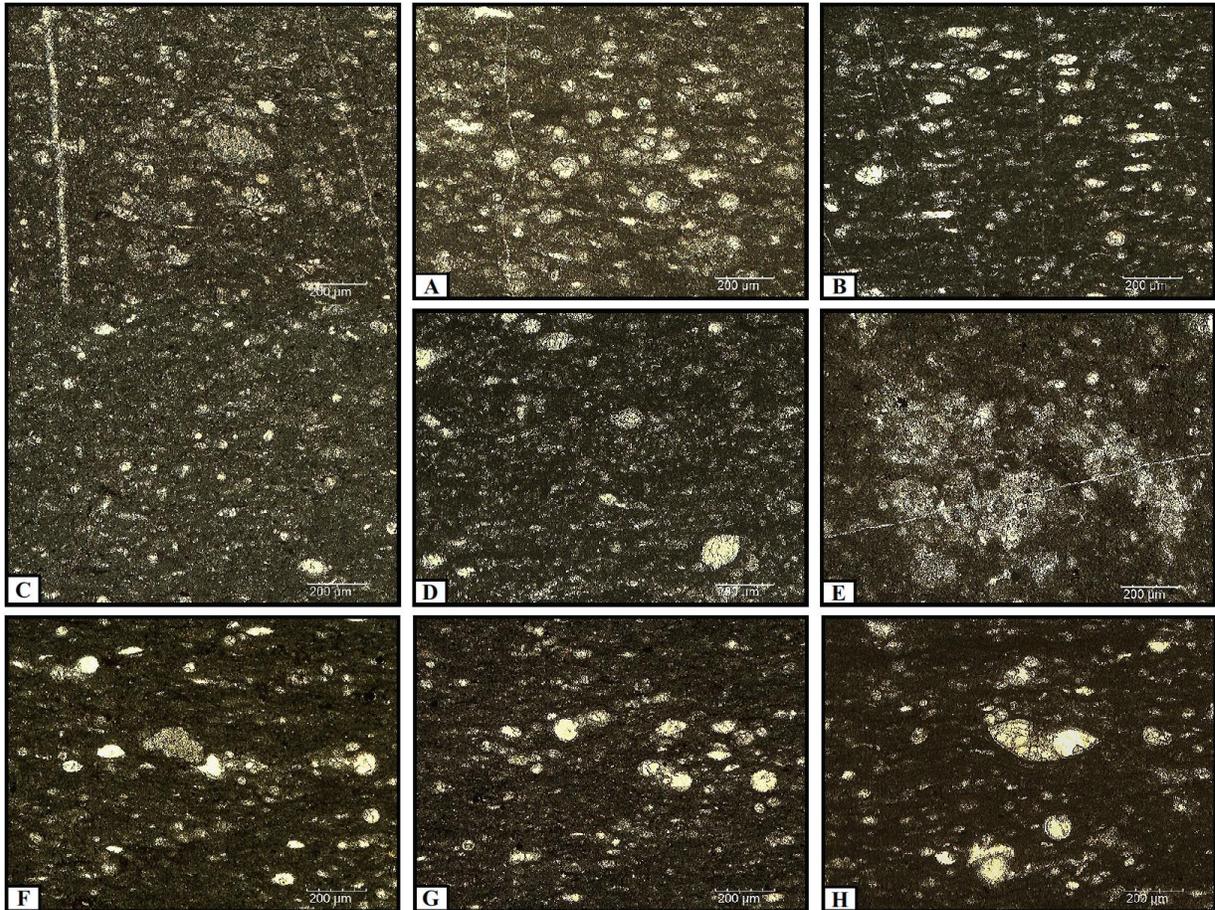


Figura 20. A-B) *Wackestone* laminado de calciesferas con espículas orientadas (Nícoles paralelos) C) Fábrica gradada (Nícoles paralelos) D) Fábrica peloidal (Nícoles paralelos) E) Fábrica bioturbada con cemento esparítico y peloides subredondeados (Nícoles paralelos) F) Foraminíferos planispirales de cámaras globosas y quilladas (Nícoles paralelos) G) Foraminíferos planctónicos trocoespirales de cámaras globosas (Nícoles paralelos) H) Foraminífero planctónico quillado (Nícoles paralelos).

AMTH3: Wackestone laminado con fragmentos derivados de aguas someras

La característica principal de las microfácies incluidas en esta asociación es la presencia de material fragmentado moderadamente clasificado derivado de partes someras de plataforma (Figura 21), frecuentemente orientados de manera paralela a la estratificación (Figura 21D), rara vez con distribución aleatoria (Figura 21C), representado por braquiópodos puntuados y moluscos, algunos identificados como pelecípodos y ostreidos; aparecen de igual forma fragmentos de equinodermos con cemento syntaxial y esporádicos fragmentos de rudistas, algas rojas y briozoarios. Algunas conchas muestran signos de abrasión y evidencia de actividad biológica tipo “*boring*” (Figura 21C). La preservación de la composición aragonítica en algunos fragmentos es notoria, otros más se encuentran afectados por reemplazamiento de sílice microcristalino (Figura 21Ñ). Es importante señalar la diferencia de tamaño del material fragmentario de las microfácies que componen esta asociación.

Como material autóctono muestra abundantes calciesferas; en algunas microfácies los radiolarios son los aloquímicos dominantes (Figura 21A) y se encuentran en asociación con foraminíferos bentónicos (Figura 21K-L) e inocerámidos (Figura 21I-J). Es importante mencionar que en estas microfácies dominadas por radiolarios, el material fragmentario muestra un mayor tamaño en comparación de las microfácies dominadas por calciesferas y foraminíferos, además de que muestran un ordenamiento interno aleatorio. Por su parte, en las microfácies dominadas por calciesferas, el material alóctono suele mostrar cierta orientación paralela a la estratificación. Los foraminíferos planctónicos de enrollamiento trocoespiral y cámaras globosas aparecen en cantidades variables (Figura 21B), generalmente de manera escasa; rara es la presencia de foraminíferos uniserales y planiespirales de cámaras quilladas. Los ostrácodos y espículas monoaxonas, algunas aún de composición silícea, son comunes.

Es frecuente la presencia de fábricas bioturbadas caracterizadas por *burrows* horizontales con cemento esparítico y pellets y peloides subredondeados moderadamente clasificados (Figura 21F-H), y por concentraciones caóticas de aloquímicos (Figura 21E), mismas que destruyen la orientación de los granos y la laminación de la matriz. La matriz es de tipo microesparítica café olivo ligero (5Y 5/6) en ocasiones con cristales de cuarzo detrítico. El grado de bioturbación oscila entre un índice de 2 a 4 (Taylor y Goldring, 1993).

➤ *Interpretación*

Los abundantes fragmentos de organismos de partes someras de plataforma evidencian un medio marino abierto con influencia de corrientes de fondo como medio de transporte que aportó oxígeno al fondo marino. No obstante, la diferencia en la disposición de dicho material (granos orientados y distribución aleatoria) indica dos mecanismos de sedimentación, la disposición aleatoria de fragmentos abrasionados refleja condiciones energéticas relativamente altas, mientras que la orientación de los componentes se podría asociar con corrientes de fondo de menor intensidad y menor turbulencia o con procesos de sedimentación por suspensión, este último como parte del estadio final de las corrientes de mayor energía.

La microfacies dominadas por radiolarios asociados con foraminíferos bentónicos y placas de inocerámidos en ciertos sectores de la columna revelan bajas concentraciones de oxígeno disuelto en la interfaz sedimento-agua (condiciones disóxicas) (Elorza y García-Garmilla, 1998; Núñez-Useche *et al.*, 2016-A; Rivera *et al.*, 2018). Mount y Ward (1986) y Elorza y García-Garmilla (1998) mencionan que la presencia de inocerámidos también está relacionada, al igual que los radiolarios, con corrientes de surgencia y productividad primaria. La presencia de fábricas bioturbadas reitera las condiciones disóxicas en un sustrato de tipo *softground* rico en nutrientes. Estas características permiten relacionar esta asociación con la SMF 10 de Wilson (1975) dentro de un ambiente de plataforma profunda (FZ 2).

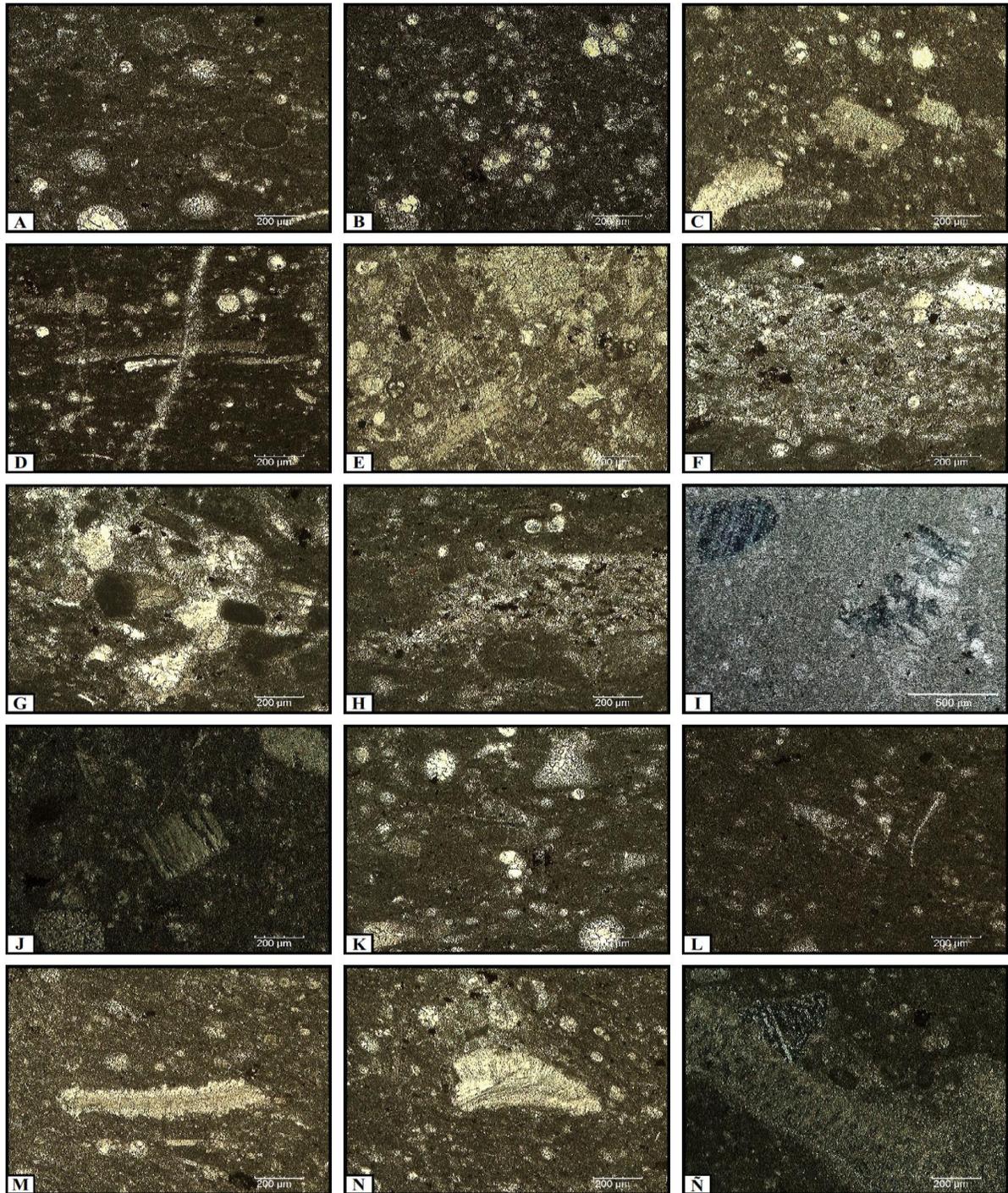


Figura 21. **A)** *Wackestone* de radiolarios (Nícoles paralelos) **B)** *Wackestone* de foraminíferos y calciesferas (Nícoles paralelos) **C)** Fragmentos de molusco y equinodermo abrasionados moderadamente clasificados y distribuidos aleatoriamente. Es notable la actividad biológica tipo “*boring*” en algunos de ellos (Nícoles paralelos) **D)** Fragmentos de pelecípodo con orientación paralela a la estratificación (Nícoles paralelos) **E)** Fábrica bioturbada señalada por la concentración caótica de moluscos y equinodermos (Nícoles paralelos) **F)** *Burrows* horizontales con peloides (Nícoles paralelos) **G-H)** Galerías irregulares con cemento esparítico, pellets y peloides (Nícoles paralelos) **I)** Fragmento de inocerámido y equinodermo con cemento sintaxial bajo nícoles cruzados. Nótese la microestructura prismática **J)** Fragmento de inocerámido bajo nícoles cruzados **K-L)** Foraminíferos bentónicos y foraminífero planctónico fragmentado (Nícoles paralelos) **M)** Fragmento de alga (Nícoles paralelos) **N)** Ostreido (Nícoles paralelos) **Ñ)** Aloquímicos silicificados (Nícoles cruzados).

AMTH4: Mudstone y wackestone laminado de calciesferas con foraminíferos planctónicos.

Las microfacies de esta asociación muestran típicamente texturas tipo *mudstone* y *wackestone* de matriz micrítica laminada verde olivo grisáceo, en gran parte neomorfizada a microesparita (Figura 22B-C). El contenido microfaunístico muestra un tamaño relativamente pequeño y está representado por calciesferas y foraminíferos globosos de enrollamiento trocoesprial y planiespiral, las espículas y los radiolarios varían de escasos a traza; los ostrácodos, filamentos y picnodontes son esporádicos (Figura 22D-E). De manera general las facies de esta asociación cambian gradualmente con facies de la AMTH1 dentro de un mismo estrato (Figura 22A).

Como rasgos diagenéticos principales, se observan cámaras de foraminíferos como porosidad intrapartícula sellada por óxidos. Se reconocen organismos con reemplazamientos de sílice, algunos de ellos con crecimientos calcedonios. También se observan cristales de pirita euhedrales y subhedrales alineados (Figura 22F).

➤ *Interpretación*

La fluctuación repentina entre las microfacies de esta asociación con las de la asociación AMTH1 refleja condiciones paleoambientales altamente inestables dentro de la plataforma (FZ 2) y/o cuenca profunda (FZ 1). Coccioni y Luciani (2004) y Omaña *et al.* (2012), interpretan la proliferación de radiolarios como la primera señal de renovaciones episódicas de las aguas oceánicas ricas en nutrientes, correspondientes con episodios de aumento de las condiciones de eutroficación.

En respuesta al elevado nivel de eutroficación se hacen presentes las calciesferas y los foraminíferos pequeños de morfología simple y de cámaras globosas (oportunistas-r). Estos organismos son indicadores de altas concentraciones de nutrientes, fluctuaciones de temperatura y salinidad de las aguas superficiales, y reducciones de oxígeno en la columna de agua (Lipps, 1979; Geel, 2000; MacLeod *et al.*, 2000; Coccioni y Luciani, 2004, Omaña *et al.*, 2012; Omaña *et al.*, 2014). Los entornos eutróficos altamente inestables, favorecen a los foraminíferos oportunistas-r, quienes utilizan los recursos rápidamente mediante tasas de reproducción rápida y maduración sexual temprana (Geel, 2002). El cambio brusco y repentino entre las microfacies de esta asociación y la AMTH1 dentro de un mismo estrato, señala uno de los momentos de mayor inestabilidad durante el depósito de la Formación Tecamalucan. De este hecho podría explicarse la baja concentración de organismos en estas microfacies (textura *mudstone*).

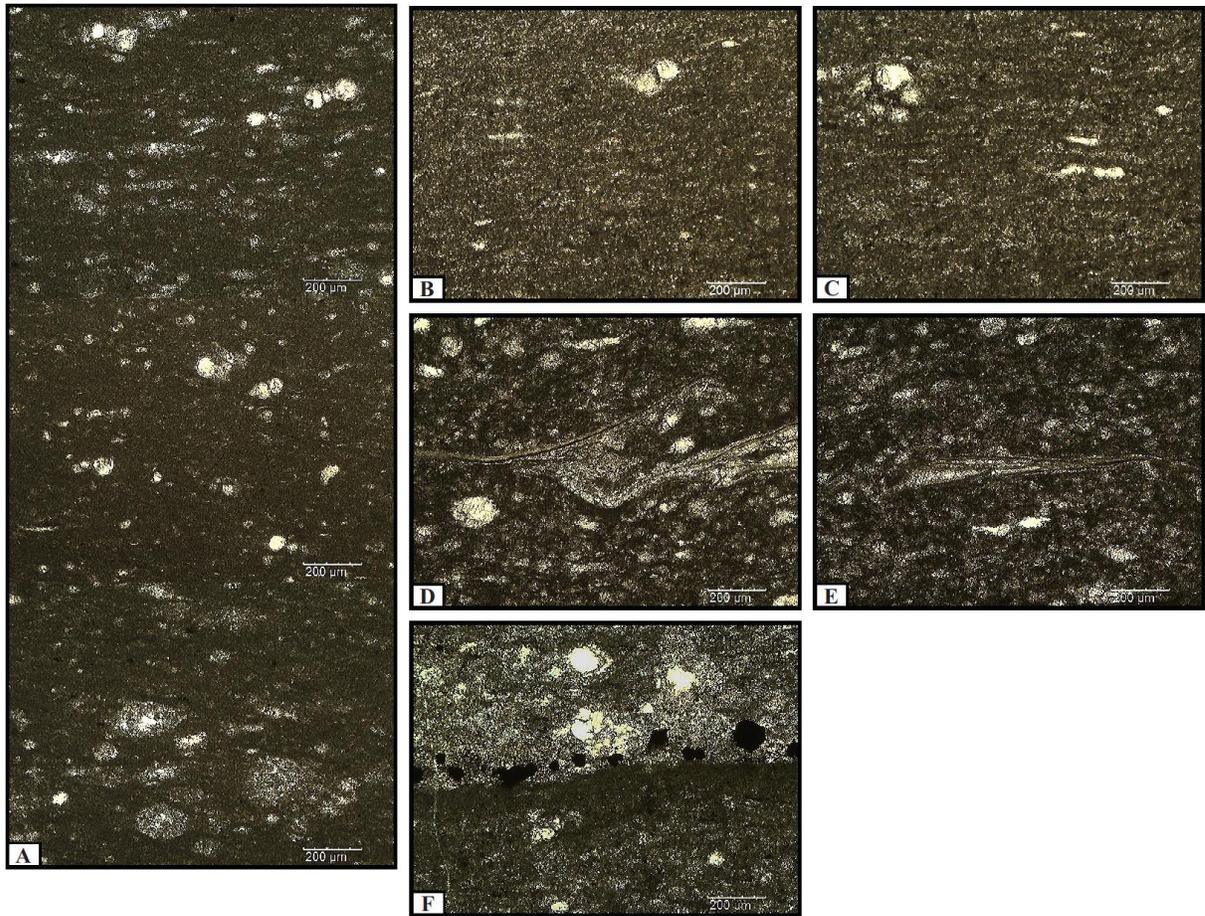


Figura 22. A) Textura general de esta asociación. Nótese el cambio transicional entre las microfacies de la AMTH1 (parte inferior) y las microfacies de esta asociación (parte superior) (Nícoles paralelos) B-C) *Mudstone* arcilloso laminado con foraminíferos de cámaras globosas (Nícoles paralelos) D-E) Fragmentos de picnodontes (Nícoles paralelos) F) Cristales subhedrales de pirita (Nícoles paralelos).

AMTH5: Wackestone de foraminíferos planctónicos

La presencia de foraminíferos planctónicos planiespirales y trocoespirales de cámaras globosas y pared delgada, con bioclastos menores tales como calciesferas y escasos radiolarios embebidos en una matriz micrítica-microesparítica café olivo ligero (5Y 5/6) y amarillo moderado (5Y 7/6) con tonalidades ocre, es la característica que define a esta asociación (Figura 23). Los componentes microfaunísticos no muestran algún arreglo preferencial en su distribución y en ocasiones muestran un incipiente reemplazamiento por sílice microcristalino (principalmente en cámaras de foraminíferos planctónicos). Las espículas monoaxonas ya calcitizadas aparecen en cantidades traza. En esta asociación es notable el incipiente contenido de cuarzo detrítico (Figura 23C-D). Es importante mencionar que es en esta asociación donde se encuentran los foraminíferos planctónicos de mayor tamaño.

➤ *Interpretación*

Los foraminíferos planctónicos suelen acumularse en profundidades batiales de cuencas marinas abiertas. Su distribución y diversidad están relacionados con factores ambientales (salinidad, claridad de agua, nutrientes etc.) que cambian a lo largo de los gradientes de profundidad (Flügel, 2004). La aparición de foraminíferos planctónicos se relaciona directamente con cambios en las condiciones de nutrientes (Held *et al.*, 2008). Según Geel (2000) la presencia de organismos de tamaños grandes, de estrategia de vida k, sugiere condiciones oligotróficas altamente estables, a diferencia de aquellos de menor tamaño que señalan condiciones inestables y eutróficas. También menciona que los organismos de testas de pared delgada se desarrollan predominantemente en las partes más profundas de su rango de hábitat.

Esta asociación por tanto, corresponde con el depósito en un medio estable oligotrófico, bajo un régimen hidrodinámico de baja energía por debajo del nivel base de oleaje y con ocasional aporte de material detrítico. Se asocia con las SMF 3 de Wilson (1975) y corresponde con un ambiente entre el pie de talud y/o plataforma profunda.

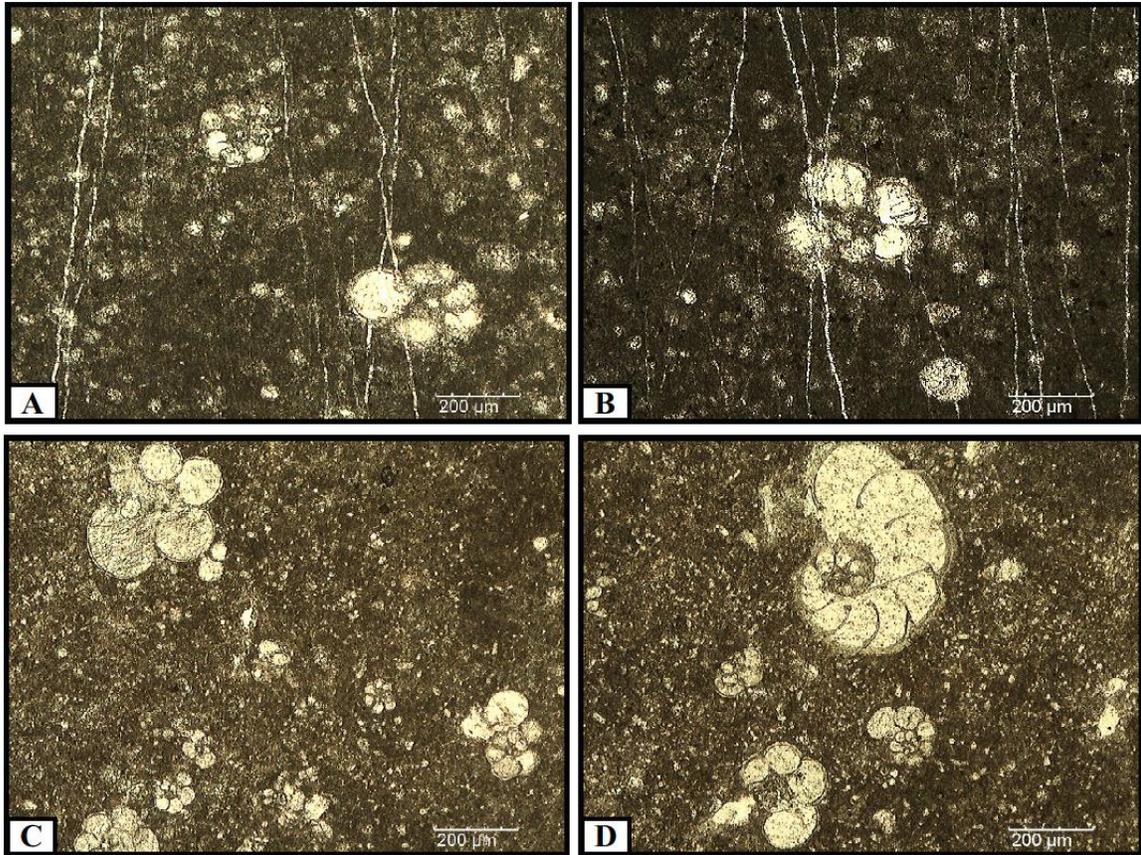


Figura 23. A-B) *Wackestone* de foraminíferos planctónicos y calciesferas (Nícoles paralelos) C-D) *Wackestone* de foraminíferos planctónicos mal clasificados con diminutos cristales de cuarzo detrítico (Nícoles paralelos).

AMTH6: Depósito turbidítico

Esta asociación está constituida por diferentes texturas de microfácies (Figura 24). Hacia la base se observa una textura *packstone* de moluscos (pelecípodos y ostreidos) y equinodermos con esporádicos fragmentos de algas y briozoarios dispuestos en forma de laminación cruzada. La imbricación de las conchas en algunos sectores es visible (Figura 24A-B). Sobreyaciendo y en contacto ondulante se encuentra una microfácies con textura tipo *wackestone* de radiolarios y calciesferas con gradación inversa (Figura 24A y C). Posteriormente se localiza un horizonte caracterizado por un *wackestone* arcilloso de laminación ondulada con lentes de pedernal (Figura 24A, D y E). Finalmente, se registra una microfácies tipo *wackestone* de calciesferas con radiolarios comunes, espículas traza y esporádicos saccocómidos (Figura 24A y F).

➤ Interpretación

La ocurrencia de las diferentes microfácies permite caracterizar esta sucesión de microfácies como un episodio de rápida sedimentación, generado por un flujo de gravedad de alta energía asociado a una corriente turbidítica, dentro de un ambiente de aguas profundas por debajo del nivel base de oleaje posiblemente en el pie de talud (FZ 3) y/o la plataforma profunda (FZ 2). Los organismos autóctonos (radiolarios y espículas) nos permiten inferir una columna de agua templada con salinidad normal euhalina.

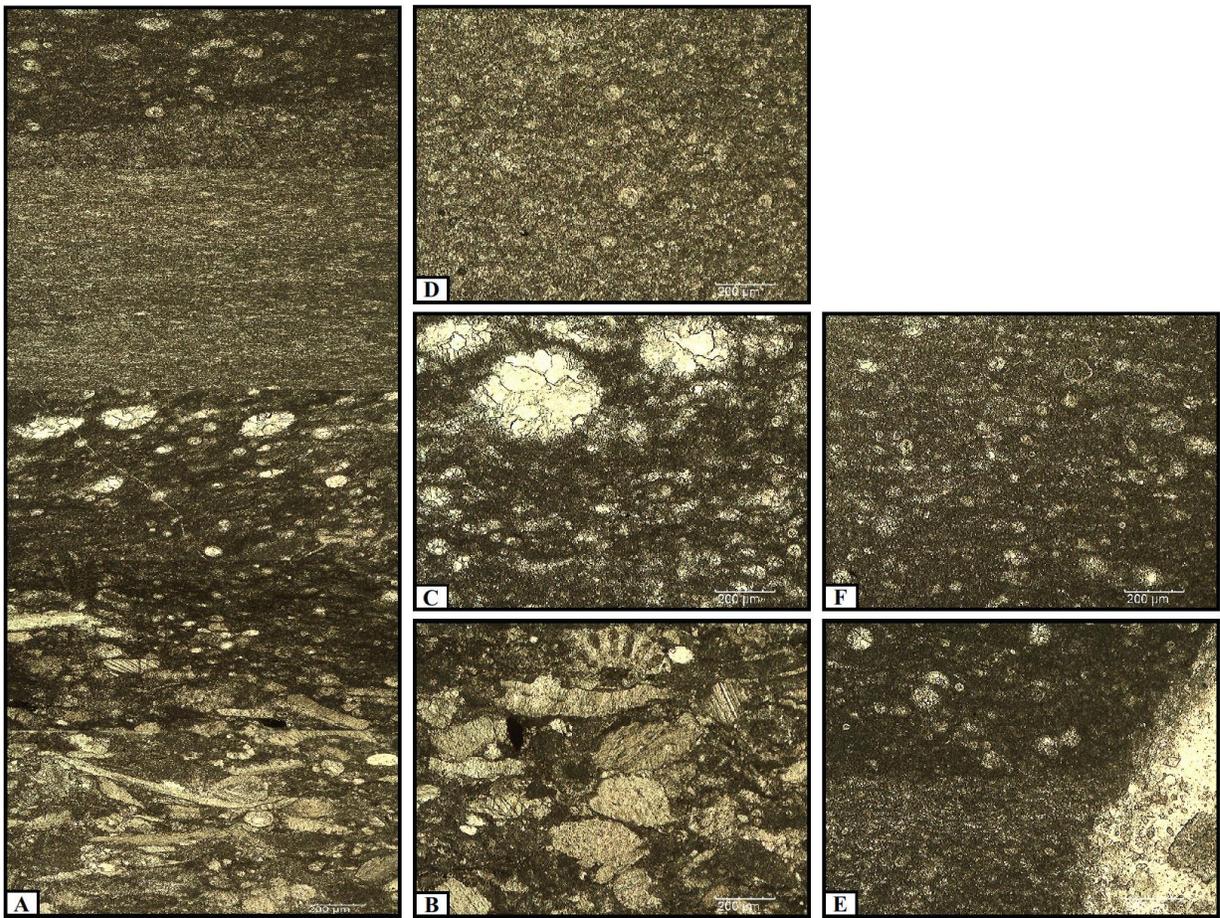


Figura 24. A) Imagen general de las microfácies que componen esta asociación (Nícoles paralelos). B) *Wackestone-packstone* de moluscos y equinodermos fragmentados (Nícoles paralelos) C) *Wackestone* de radiolarios y calciesferas con gradación inversa (Nícoles paralelos) D) *Wackestone* arcilloso con laminación ondulada (Nícoles paralelos) E) Lente de pedernal en contacto con cristales de dolomita porfirotóptica (Nícoles paralelos) F) *Wackestone* de calciesferas con radiolarios y saccocomas (Nícoles paralelos).

CAPITULO IV. ANÁLISIS GEOQUÍMICO (TIC-TOC)

La medición del carbono orgánico es esencial para determinar las condiciones paleoambientales que impactaron los antiguos sistemas depositacionales y para discriminar el potencial generador de hidrocarburos de los paquetes sedimentarios.

De manera general los valores porcentuales de Carbono Inorgánico Total (TIC) y Carbono Orgánico Total (TOC) para las secciones de la Formación Tecamalucan analizadas en este trabajo oscilan entre el 12.42 y 3.38% para el primero y entre 5.79 y 0.10% para el segundo, respectivamente; siendo la sección Cantera Zoquitlán 1 la que registra los mayores valores en cuanto a TOC, con un máximo de 5.79%, seguida por la sección Tehuipango con un valor de 4.42% y por último la sección Cantera Zoquitlán 2 con 3.84%. Los valores máximos para el TIC en las tres secciones están por encima del 11%, el mayor (12.42%) es registrado por la sección Cantera Zoquitlán 1.

4.1 SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 1

El rango de valores del TOC es muy variable, en su mayoría por arriba del 2.5%. Se registran dos principales rangos de concentración de carbono orgánico, uno en la base en el primer metro de 4.52%, y otro en la parte media de la sección entre los 3 y 6.25 m donde se alcanza el valor máximo de la sucesión con 5.79% y en el que se observa una ligera perturbación dentro de la porción correspondiente a CZ-57, CZ-58 y CZ-59. Estas dos acumulaciones se encuentran separadas por el segmento que va de 1 a 3 m y muestra valores que oscilan entre los 1.58 y 2.76%. A partir de los 6.25 m los valores son relativamente bajos, no obstante los valores mínimos se reportan en CZ-32 (0.22%) y CZ-71 (0.20%). El valor promedio del TOC es de ~2.32% (Figura 25).

Los valores de TIC varían entre el 12.42 y 4.73%, con un promedio de ~10.13% y concomitan de manera opuesta a los valores del TOC. No se tienen datos en la parte final de la sucesión por considerables alteraciones diagenéticas (Figura 25).

➤ *Interpretación*

Los sedimentos de esta sección fueron depositados bajo condiciones de estrés ambiental dominado por condiciones anóxicas con intermitentes episodios disóxicos y esporádicos pulsos de oxigenación. Las mayores concentraciones de materia orgánica indican una fuerte correlación con las asociaciones AMZ1 y AMZ2 (Figura 25), las cuales sugieren periodos de eutroficación por corrientes de surgencia; el alto contenido de TIC descarta la presencia de un medio ácido como mecanismo favorable para la proliferación de los organismos silíceos de la asociación AMZ1.

Aunque eventos esporádicos de bioturbación son reportados en la AMZ1, estos no están registrados en los intervalos de mayor enriquecimiento de materia orgánica, se deduce por tanto una interfaz óxico-anóxica por encima de la interfaz sedimento-agua durante la mayor parte del depósito de las asociaciones AMZ1 y AMZ2 (Figura 25).

Los rangos en los que se observa una ligera disminución en los valores del TOC y aumento en el TIC se asocian con la presencia de corrientes que propiciaron una leve oxigenación del fondo generando condiciones subóxicas (AMZ3, AMZ4 y AMZ5). La presencia de espículas y bioturbación (AMZ-5) apoyan la idea de este aumento relativo de oxígeno y un escenario óxico-disóxico (Figura 25). Sin embargo, para aquellos intervalos donde el contenido de materia orgánica se encuentra por debajo del 1% se infieren condiciones totalmente óxicas. Para la parte final de la sección se evitó hacer un análisis geoquímico debido a la fiabilidad de los datos, sin embargo de acuerdo a las observaciones petrográficas se infiere un ambiente disóxico. Durante estos eventos disóxicos la interfaz óxico-anóxica coincide con la interfaz sedimento-agua.

Los altos valores de TIC están estrechamente ligados con la productividad primaria de la cuenca y el proceso de fotosíntesis, mientras mayor sea la cantidad de agentes fotosintetizadores la concentración de CO₂ disuelto en el medio tiende a disminuir generando un pH básico, favorable para la precipitación de los carbonatos (Figura 25).

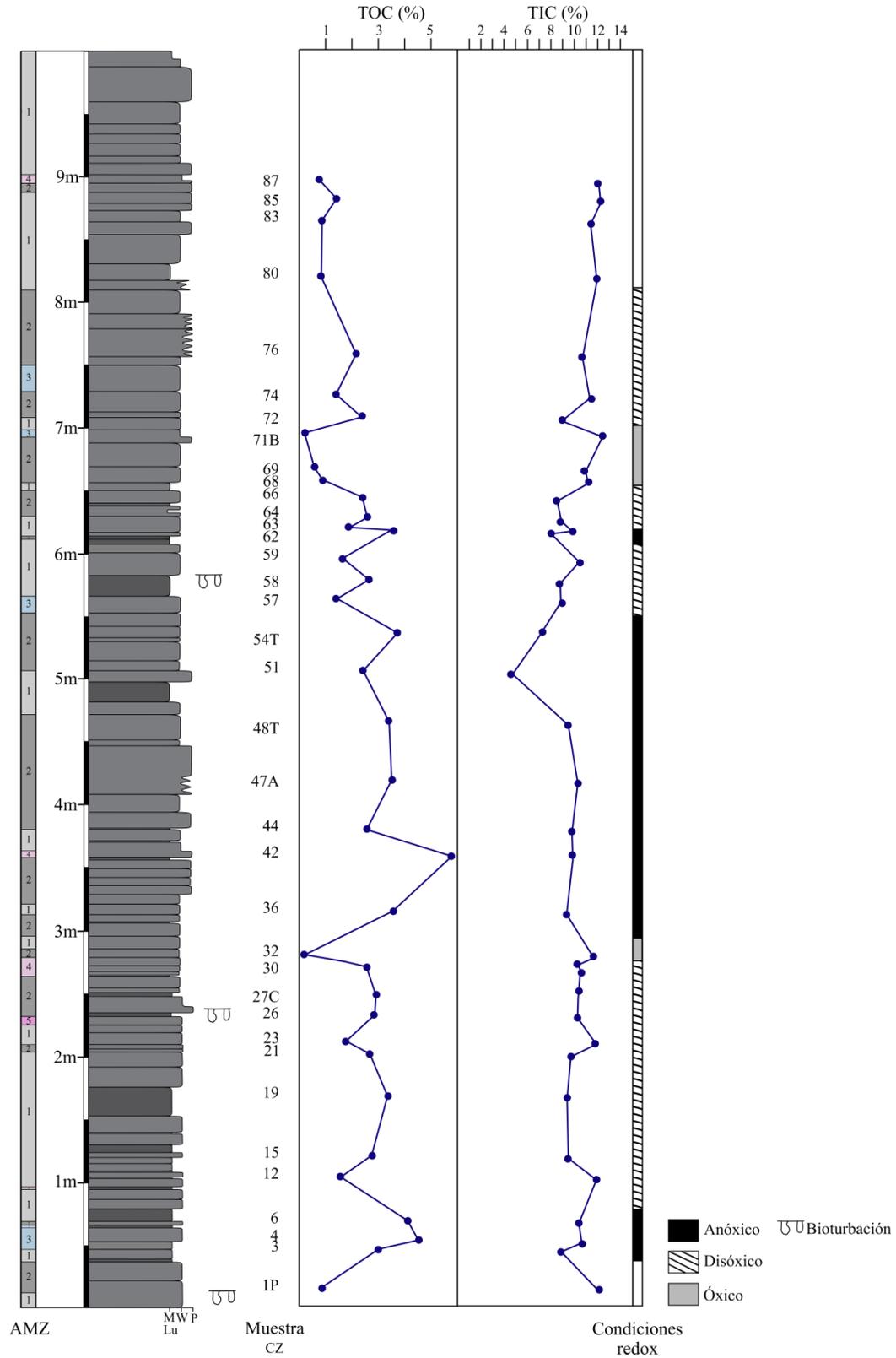


Figura 25. Curvas de TOC-TIC de la sección Cantera Zoquitlán 1 muestran las variaciones de las condiciones redox durante el depósito de los sedimentos de esta sección. A la izquierda se muestra el número correspondiente a cada asociación de microfacies (AMZ) definida para cada muestra de la sección estratigráfica (M-Mudstone, Lu-Lutita, W-Wackestone, P-Packstone).

4.2 SECCIÓN CANTERA ZOQUITLÁN 2

Los valores del TOC oscilan entre 3.84 y 0.13% y muestran un valor promedio de ~1.62%. Valores por debajo del 1.5% se encuentran en la parte inferior de la sección, entre los 0.5 y 1.90 m, con un mínimo de 0.13% en CZQ-14, y también por arriba de los 4.30 m (Figura 26).

La parte media de la sección muestra la mayor concentración de carbono orgánico, la cual se interrumpe por un rango de valores notablemente bajos, inferiores a 1% a la altura de CZQ-43 y CZQ-48. El máximo valor de TOC alcanza el 3.84% en CZQ-25, seguido por 3.29% en CZQ-51 y de 2.43 a 2.46% entre CZQ-33 y CZQ-36 (Figura 26).

De manera similar a la sección Cantera Zoquitlán 1, la curva del TIC muestra una correspondencia opuesta al TOC, principalmente en aquellos intervalos con mayor enriquecimiento de carbono orgánico. Se tiene un valor máximo de TIC de 11.27% y un valor mínimo de 6.39%, con un promedio de ~9.85% (Figura 26).

➤ Interpretación

El depósito de los sedimentos de esta sección estuvo controlado por condiciones anóxicas-disóxicas, generadas por eventos de alta productividad asociados a corrientes de surgencia como lo señala la AMZQ1, fuertemente correlacionada con la máxima concentración de carbono orgánico. Los periodos más anóxicos, en donde la interfaz óxico-anóxico queda por encima de la interfaz sedimento-agua permitiendo la mayor conservación de la materia orgánica, se registran en la parte media de la sección (Figura 26).

El registro de fábricas bioturbadas a lo largo de la sección y el relativo aumento en el contenido de espículas (AMZQ4) en algunas muestras localizadas en los intervalos con disminución en el contenido de carbono orgánico, señalan condiciones intermitentes de disoxia (parte inferior y superior de la sucesión). Estos episodios de disoxia también se correlacionan con los niveles en los que aparecen foraminíferos planctónico de estrategia r.

La disminución más importante en la concentración del TOC, ubicada en la parte inferior de la sucesión, podría estar relacionada con un pulso de oxigenación generado por fuertes corrientes de fondo (AMZQ2) dando lugar a las condiciones ideales para el desarrollo de bioturbación y remineralización de la materia orgánica, es aquí en donde la interfaz óxico-anóxica queda por debajo de la interfaz sedimento-agua (Figura 26).

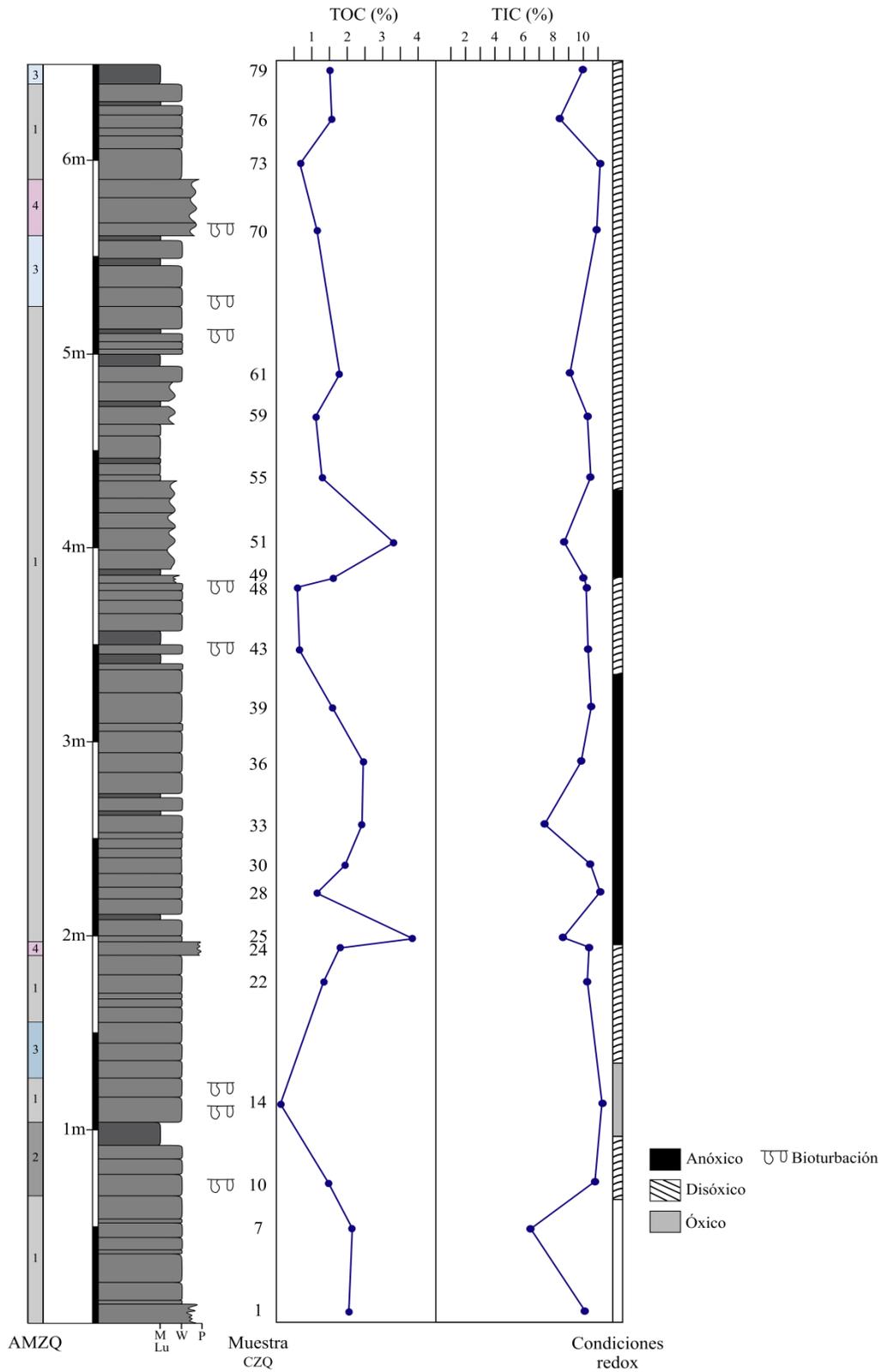


Figura 26. Curvas de TOC-TIC de la sección Cantera Zoquitlán 2 muestran las condiciones redox durante el depósito de los sedimentos de esta sección. A la izquierda se muestra el número correspondiente a cada asociación de microfacies (AMZQ) definida para cada muestra de la sección estratigráfica (M-Mudstone, Lu-Lutita, W-Wackestone, P-Packstone).

4.3 SECCIÓN TEHUIPANGO

Los valores del TOC fluctúan entre 4.42 y 0.10 % y muestran un promedio de ~2.15%. Se reportan tres concentraciones principales separadas por drásticas disminuciones de carbono orgánico. Los rangos con valores máximos de TOC son, ascendiendo estratigráficamente, entre TH-25 y TH-43 con un valor máximo de 4.42%, seguido por un mínimo de 1.11% (TH-50), la segunda varía entre TH-71 y TH-78 con 3.20 % y es interrumpida por un mínimo de 0.20% (TH-72), y finalmente se registra la última mayor concentración entre TH-127 y TH-150, con 4.06% y es seguida por un mínimo de 0.51% en TH-161. El contenido de TOC disminuye hacia la cima de la sección, con valores más o menos constantes por debajo del 1.5%. El valor mínimo de la sección (0.10%) se registra en TH-181 (Figura 27).

Para el TIC se tiene un máximo de 11.53% y un mínimo de 3.38%, con un valor promedio de ~9.38% (Figura 27).

➤ Interpretación

Aunque esta sección forma parte de la misma formación de estudio, las condiciones redox durante su depósito parecen ser un poco diferentes con respecto a las secciones anteriores. En ésta, las principales concentraciones de carbono orgánico no coinciden únicamente con alguna asociación de microfacies, sin embargo una característica en común es la ocurrencia de fábricas bioturbadas durante dichos enriquecimientos, comúnmente en forma de *burrows* horizontales. Además de la bioturbación, la presencia de foraminíferos bentónicos y de placas de inocerámidos permiten definir un ambiente controlado por condiciones disóxicas, en donde la interfaz óxico-anóxica coincide con la interfaz sedimento-agua y las cuales son interrumpidas por esporádicos e intermitentes pulsos de oxigenación. No obstante, el origen de la materia orgánica, al igual que en las secciones anteriores, se asocia a eventos de productividad inducidos por corrientes de surgencia, puesto que las microfacies de la asociación AMTH1 aparecen de manera constante a lo largo de la columna (Figura 27).

La parte inferior de la sección en donde se observan foraminíferos bentónicos e inocerámidos está influenciada por una corriente de fondo señalada por AMTH3 que alimentó de oxígeno y de materia orgánica la porción de la cuenca en la cual tuvo lugar el depósito. La cantidad de oxígeno disminuye gradualmente ascendiendo estratigráficamente, permitiendo la mayor conservación de materia orgánica señalada por TH-25. Condiciones similares podrían ocurrir en la parte superior de la sucesión, donde se registra la tercera importante concentración de TOC (Figura 27).

La correlación entre la curva del TOC y las asociaciones de microfacies, permiten diferenciar un intervalo de mayor inestabilidad en la parte media de la sección, en donde se tienen cambios bruscos entre las microfacies de la AMTH1 y AMTH4 dentro de un mismo estrato, definidas por radiolarios y foraminíferos planctónicos de estrategia r y k, respectivamente; y en donde aparecen también las microfacies de la asociación AMTH5, dominada en su mayoría por foraminíferos planctónicos de estrategia k. La rápida variación de asociaciones de microfacies correlacionada con la curva de valores de TOC, nos permite inferir condiciones ambientales de alto estrés, variabilidad en la concentración de oxígeno y en la disponibilidad de nutrientes, de condiciones eutróficas a oligotróficas. Dentro de este mismo intervalo, se registra uno de los picos mínimos de TOC. La disminución en el contenido de TOC en la cima de la sección se relaciona con la presencia de fuertes corrientes turbidíticas (Figura 27).

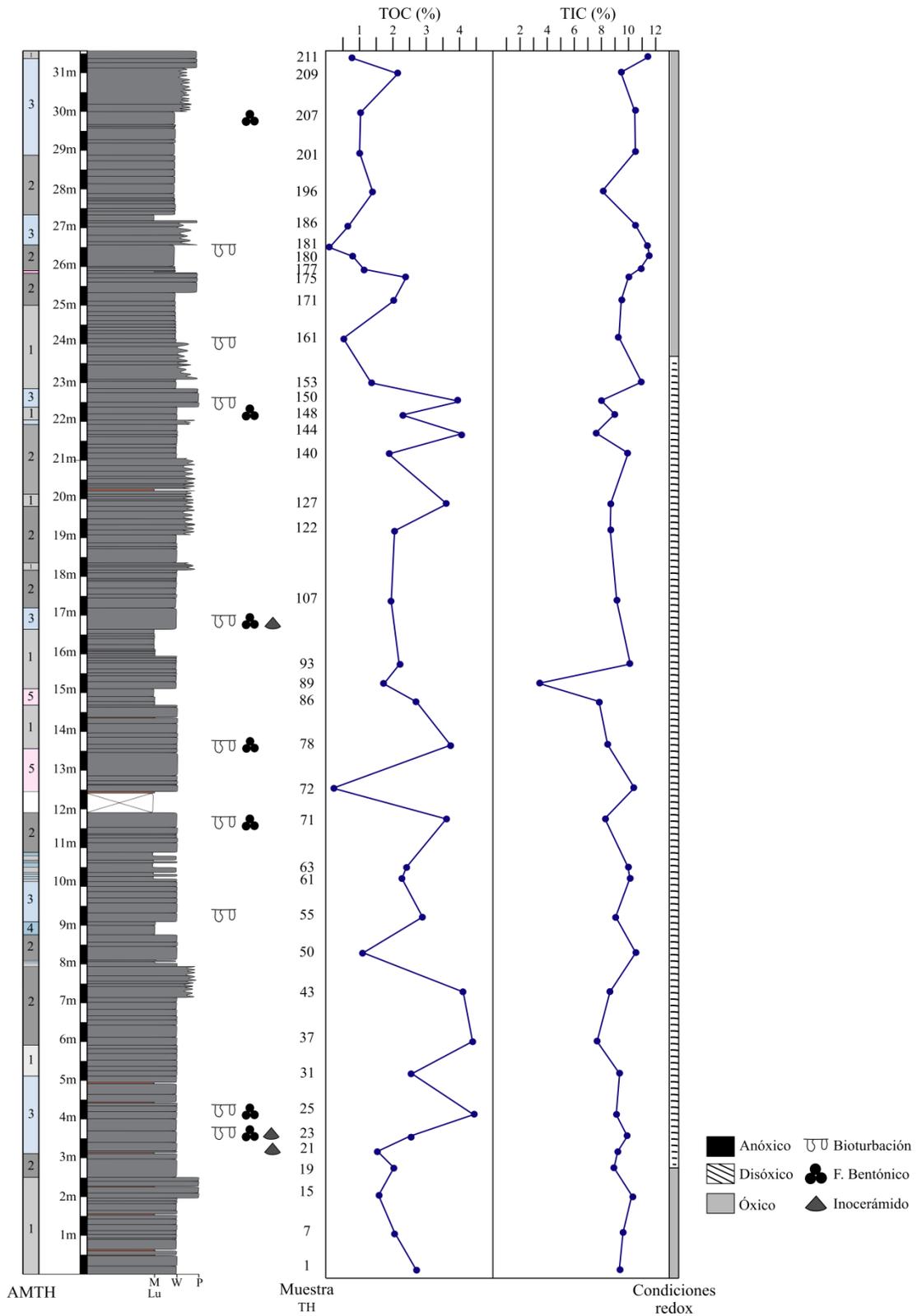


Figura 27. Curvas de TOC-TIC de la sección Tehuipango muestran las condiciones redox durante el depósito de los sedimentos de esta sección. A la izquierda se muestra el número correspondiente a cada asociación de microfacies (AMTH) definida para cada muestra de la sección estratigráfica (M-Mudstone, Lu-Lutita, W-Wackestone, P-Packstone).

DISCUSIÓN

Con base en los análisis litoestratigráficos y en el marco de las reconstrucciones paleoambientales de las edades de la Formación Tecamalucan (Turoniano-Santoniano) para esta parte de México, el depósito de los sedimentos de las secciones estudiadas ocurrió en la Cuenca de Zongolica. De acuerdo con los resultados mostrados en los capítulos anteriores, las asociaciones de microfacies señaladas por componentes aloquímicos planctónicos, en su mayoría calciesferas y radiolarios y en menor cantidad foraminíferos, indican un ambiente de aguas profundas de baja energía por debajo del nivel base de oleaje y bajas tasas de sedimentación, de salinidad normal euhalina y temperatura templada a fría, con breves episodios de fluctuaciones en estos últimos dos parámetros paleoambientales. La temperatura se infiere, de acuerdo con Flügel (2004) y Jannou (2014), por la presencia de espículas y radiolarios en diferentes microfacies encontradas a lo largo de las secciones estudiadas. Con base en las asociaciones de microfacies, se determina un ambiente de depósito entre pie de talud y cuenca profunda proximal.

Existen tres factores principales que determinan la proliferación de organismos silíceos: la alta fertilidad de las aguas superficiales por corrientes de surgencia, la débil circulación de las corrientes oceánicas, y por tanto la estratificación de las condiciones disaeróbicas/anaeróbicas en la interfaz sedimento-agua, y por último la presencia de un medio acuoso ácido (Bartolini *et al.*, 1999). Sin embargo, la conexión de la cuenca tanto con el Atlántico Norte como con el Mar Interior Occidental de Estados Unidos (Meneses-Rocha *et al.*, 1996), durante el depósito de los sedimentos de esta formación, no permite el desarrollo de aguas estancadas y la estratificación de ellas, además la presencia de fragmentos esqueléticos de organismos procedentes de zonas someras de plataforma en las tres secciones analizadas indica el arribo de corrientes de fondo. Por otro lado, un medio ácido inhibe el desarrollo de organismos calcáreos y la precipitación misma del carbonato, sin embargo, el resultado del estudio geoquímico evidencia un alto contenido de carbonato en las muestras analizadas y se observa a las calciesferas como organismos predominantes a lo largo de las secciones. De acuerdo con los estudios realizados por Omaña *et al.* (2014), un elevado número de calciesferas es indicador de grandes cantidades de nutrientes e intensa productividad superficial en condiciones de estrés. Por su parte Coccioni y Luciani (2004) y Omaña *et al.* (2012), interpretan la proliferación de radiolarios como la primera señal de renovaciones episódicas de las aguas oceánicas ricas en nutrientes, correspondientes con episodios de aumento de las condiciones de eutrofización. De este hecho (la presencia de radiolarios y calciesferas), se deduce que el depósito de los sedimentos de la Formación Tecamalucan estuvo controlado por condiciones de eutrofización originadas por corrientes de surgencia.

Según Geel (2000), el tamaño relativamente pequeño de los foraminíferos planctónicos de estrategia r indica una rápida maduración en un medio rico en nutrientes. De acuerdo con varios autores (Keller et al., 2001; Keller and Pardo, 2004; Gebhardt et al., 2010; Omaña et al., 2012; Omaña et al., 2014), los pequeños foraminíferos de cámaras globosas, indican condiciones de alto estrés, por reducciones de oxígeno en la columna de agua y fluctuaciones en la temperatura y salinidad, mientras que foraminíferos relativamente grandes de estrategia k, sugieren condiciones oligotróficas estables. Por tanto, se infiere que el aporte de nutrientes durante el depósito de la sección Tehuipango fue variable, como lo señala la aparición de foraminíferos planctónicos de estrategia r y k, proliferando los organismos de testas pequeñas en relación a los organismos de mayor tamaño, señalando el dominio de las aguas eutróficas inestables sobre las oligotróficas estables.

Respecto a las condiciones redox de la cuenca, la mayor parte del depósito tiene lugar bajo condiciones deficientes de oxígeno anóxicas-disóxicas con intermitentes episodios óxicos (Figura 28). La ausencia de fábricas bioturbadas, la matriz laminada y el alto contenido de materia orgánica señalan condiciones anóxicas por un lado (Figura 28A), mientras que la presencia de fábricas bioturbadas en forma de *burrows* horizontales sin límites definidos en un sustrato *softground*, y de excepcionales galerías verticales en un sustrato tipo *looseground*, así como la presencia de foraminíferos bentónicos y de placas de inocerámidos, sugieren un ambiente de condiciones disóxicas (Figura 28B); los inocerámidos también han sido asociados con corrientes de surgencia y eventos de alta productividad primaria (Mount y Ward, 1986; Elorza y García-Garmilla, 1998). Por su parte, los episodios óxicos se evidencian por los bajos contenidos de materia orgánica y la presencia de asociaciones de microfacies que indican corrientes de alta energía, principalmente aquellas asociadas a corrientes turbidíticas.

Por consiguiente, el principal mecanismo que favorece el enriquecimiento y preservación del carbono orgánico en los sedimentos de la Formación Tecamalucan es la productividad primaria, minimizando el efecto que pudiera tener la dilución por afluencia de material detrítico en correspondencia con las bajas tasas de aporte sedimentario que muestran las láminas delgadas analizadas. Las corrientes de fondo son responsables directas de los eventuales pulsos de oxigenación.

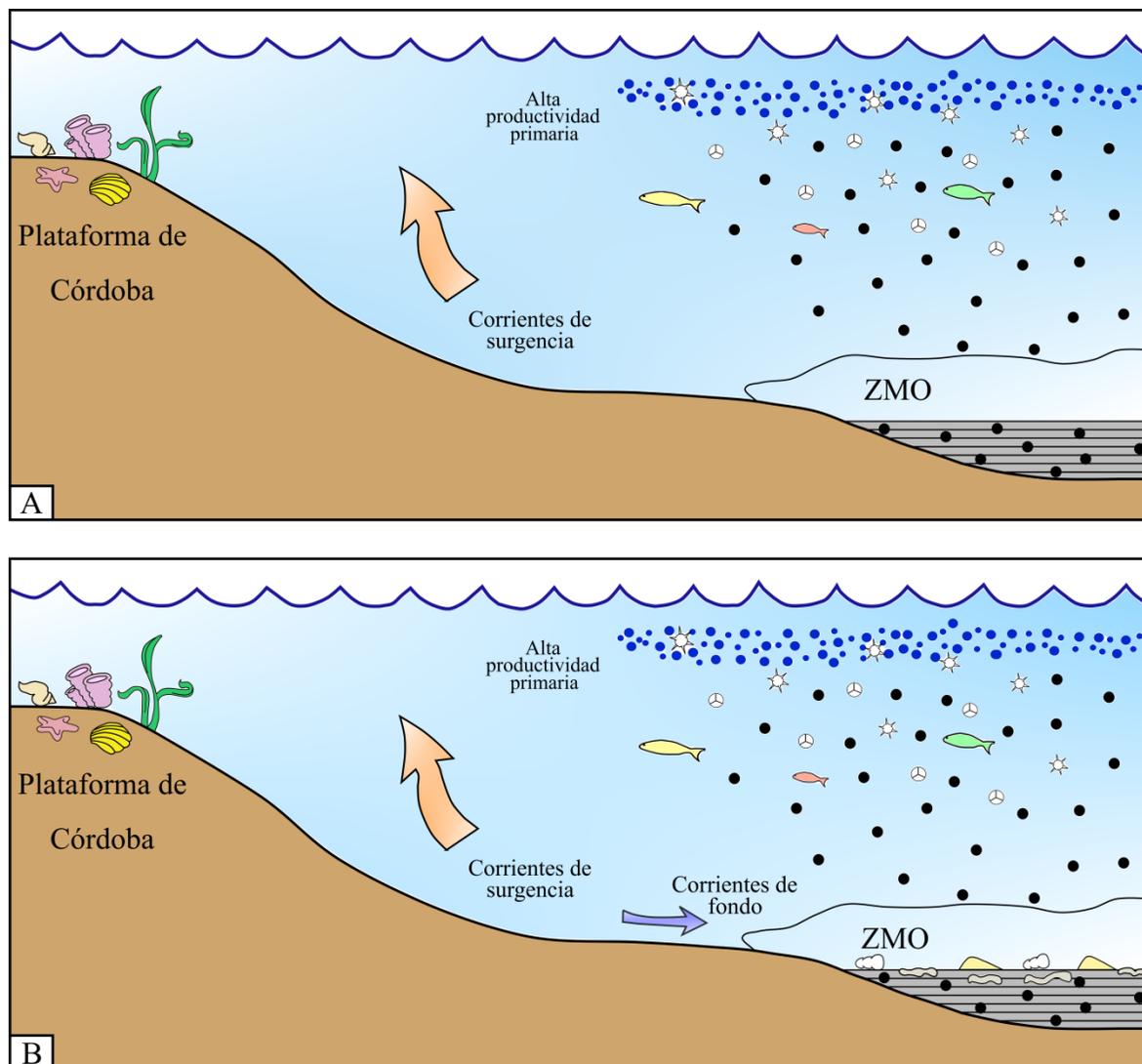


Figura 28. Modelo de las condiciones anóxicas-disóxicas durante el depósito de la Formación Tecamalucan generadas por condiciones de alta productividad asociadas a corrientes de surgencia **A.** Episodios anóxicos señalados por sedimentos laminados ricos en materia orgánica **B.** Episodios disóxicos señalados por fábricas bioturbadas y la presencia de foraminíferos bentónicos e inocerámido, generados por eventuales corrientes de fondo. (ZMO- zona de mínimo oxígeno)

La Formación Tecamalucan, cuya edad ha sido determinada del Turoniano-Santoniano con base en estudios micropaleontológicos (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1988), corresponde temporalmente con dos importantes eventos anóxicos globales, el OAE 2 o Evento Bonarelli el cual tuvo lugar en el límite Cenomaniano-Turoniano y el OAE 3 en el Coniaciano-Santoniano.

El OAE 2 ampliamente distribuido a nivel global, se caracteriza por valores de TOC altamente variables y una marcada excursión positiva en la curva isotópica del ^{13}C (mayor a 2 ‰) (Scholle y Arthur, 1980; Schalenger *et al.*, 1987; Jenkyns *et al.*, 1994); estuvo influenciado principalmente por la actividad volcánica característica del Cretácico, las elevadas temperaturas de las aguas oceánicas y por la

transgresión marina del Cenomaniano temprano-Turoniano, pero sobre todo por un desencadenado aumento en la productividad marina. En México ha sido reportado en la parte noreste y centro de país por las Formaciones Indidura y Agua Nueva, en donde esta última presenta una concentración de contenido orgánico de 3.32%; y hacía el sur por la Formación Morelos (Núñez-Useche *et al.*, 2014). Aunque este evento ha sido situado temporalmente en el límite Cenomaniano-Turoniano, algunos autores mencionan que las condiciones pobremente oxigenadas prevalecen hasta el Coniaciano temprano, incluso en el noreste de México (Duque Botero *et al.*, 2009; Stinnesbleck *et al.*, 2005; Núñez-Useche *et al.*, 2014). Además de la correspondencia temporal entre el OAE 2 y la Formación Tecamalucan, es importante mencionar que en ambos la anoxia es consecuencia directa de la elevada productividad marina de las aguas superficiales.

En contraste, el OAE 3 pobremente definido y discutido, no presenta picos significativos en los valores de TOC o en la curva del ^{13}C que puedan ser definidos como rasgos distintivos, se ha reportado hasta una quinta parte de la concentración de TOC reportada para el OAE 2 y muestra una pequeña excursión positiva de ^{13}C (menor a 0.5‰), la cual puede o no estar presente en sitios diferentes (Wagreich, 2012). Además, muestra una distribución espacial restringida ocurriendo principalmente en paleoambientes de aguas someras y mares epicontinentales de las cuencas del Atlántico ecuatorial y hacia latitudes más bajas, también en algunas zonas del Mar Interior Occidental de los Estados Unidos, ausente en la región del Atlántico Norte (Wagreich, 2012). Estudios recientes han demostrado que la zona de mínimo oxígeno asociada al OAE 3 en algunas zonas no sólo se restringió a ambientes someros, si no que llegó a extenderse hasta aguas más profundas (Meyers *et al.*, 2006). Es importante mencionar que la distribución temporal de los sedimentos ricos en materia orgánica no definen un evento de corto tiempo, único y distinto, si no que se distribuyen en un tiempo más largo en diferentes momentos y en diferentes cuencas, lo que sugiere condiciones intermitentes y regionales desde el Coniaciano hasta el Santoniano (Wagreich, 2012). Dicho en otras palabras, no se ha definido un único nivel claro para el OAE 3 que aplique en la mayoría de las secciones estratigráficas que lo han reportado, hecho que contrasta fuertemente con el OAE 2.

El origen del evento OAE 3 se relaciona directamente con el estancamiento del agua en cuencas restringidas (Wagreich, 2012), y aunque como se ha mencionado anteriormente, para el momento en el que se depositan los sedimentos de la Formación Tecamalucan existía comunicación directa entre el Golfo de México y el Mar Interior Occidental de Estados Unidos, es posible, como lo menciona Núñez-Useche *et al.* (2014), que la configuración del este de México, con altos y bajos de basamento que dieron lugar a un sistema de sub-cuencas como consecuencia de los sistemas de dorsales y fallas transformantes identificados por Mendoza-Rosales (2010), haya permitido el desarrollo de condiciones

anóxicas-disóxicas en ambientes restringidos. Es importante agregar que el depósito de los sedimentos de la Formación Tecamalucan también ha sido reportado en la Depresión de Chichahuaxtla (Meneses-Rocha *et al.*, 1996), una zona totalmente restringida.

Si bien, de acuerdo con el análisis petrográfico, el aporte de material terrígeno para la sección Cantera Zoquitlán 1 es nulo, en la sección Tehuipango es notable el incipiente aporte de este material, el que por correspondencia temporal se podría asociar con el levantamiento inicial de la Sierra Madre Oriental.

Es evidente que para poder discriminar la correlación de la anoxia de la Formación Tecamalucan, con alguno de estos eventos globales, ya sea con el OAE 2 u OAE 3, o bien con algún evento totalmente regional, es necesario realizar una serie de estudios bioestratigráficos y geoquímicos a detalle, tales como firmas isotópicas de ^{13}C y ^{18}O , así como un estudio de elementos traza y elementos sensibles a condiciones redox.

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, la importancia del estudio de los paquetes sedimentarios con alto contenido de materia orgánica reside en el valor económico que representan, puesto que el mayor volumen de rocas generadoras de hidrocarburos se depositó bajo periodos de fuertes condiciones anóxicas. Una roca generadora se define como una roca de grano fino rica en materia orgánica que bajo condiciones determinadas de presión y temperatura es capaz de generar hidrocarburos. Según Kenneth (1986), los valores de TOC que oscilan entre 1 y 2% indican un potencial generador bueno, mientras que valores entre 2 y 4% muestran un potencial muy bueno, valores más arriba de 4% señalan rocas con excelente potencial generador. Las rocas de la Formación Tecamalucan analizadas en este estudio muestran valores de entre 0.10 y 5.79%, por lo que representan un potencial generador de hidrocarburos o yacimiento no convencional.

Según Meneses-Rocha *et al.* (1996), la actividad exploratoria por parte de PEMEX en el Cinturón Plegado de Zongolica comenzó en el año de 1948 con resultados infructuosos. Los métodos geofísicos usados fueron principalmente gravimétricos y sísmicos de baja resolución. Menciona además que, la elevada complejidad estructural fue limitante para resultados más precisos; el área en la cual se tuvo el mayor éxito fue hacia la denominada zona del frente tectónico sepultado. Estos autores señalan que un aspecto interesante es que el Cinturón plegado y Cabalgado de Zongolica junto con el Cinturón Plegado de Coahuila, constituyen los únicos sectores de la Sierra Madre Oriental productores de hidrocarburos. Cerca del año 1980 comenzaron a realizarse los primeros muestreos geoquímicos de las rocas aflorantes, este estudio reveló que las muestras de la Formación Tecamalucan están sobremaduras térmicamente. Sin embargo, en la actualidad existen métodos geoquímicos y de exploración mucho más precisos que pudieran arrojar resultados diferentes, tales como estudios de pirólisis y reflectancia de

vitritina. Y aunque el potencial generador de hidrocarburos de esta formación fuera nulo, es un hecho que su estudio representa una importante pauta en el entendimiento de la evolución de la Cuenca de Zongolica y de las condiciones paleoambientales a las cuales estuvo sujeta su sedimentación, así como un importante valor científico como reporte de las condiciones anóxicas durante el Cretácico Tardío en esta zona del país.

CONCLUSIONES

- ◆ El depósito de los sedimentos de la Formación Tecamalucan del Turoniano-Santoniano tuvo lugar en un ambiente de aguas profundas de baja energía, entre el pie de talud (FZ 3), plataforma profunda (FZ 2) y cuenca profunda proximal (FZ 1), por debajo del nivel base de oleaje con influencia de corrientes de fondo y bajas tasas de sedimentación, de salinidad normal y temperaturas templadas a frías, con breves episodios de fluctuaciones en estos últimos dos parámetros paleoambientales.
- ◆ El depósito ocurrió en un medio rico en nutrientes e intensa productividad primaria inducida por corrientes de surgencia; con fluctuaciones menores entre condiciones eutróficas y oligotróficas.
- ◆ El fondo marino se caracterizó por condiciones inestables asociadas con bajas concentraciones de oxígeno disuelto, fluctuando entre condiciones anóxicas-disóxicas con esporádicos y breves pulsos de oxigenación inducidos por corrientes marinas. La intensa productividad primaria fue el mecanismo principal que favoreció el enriquecimiento y preservación de la materia orgánica.
- ◆ Las aguas oceánicas del Golfo de México, durante el depósito de la Formación Tecamalucan mostraban una amplia interconexión con las aguas del Mar Interior Occidental de Estados Unidos; sin embargo, no se descarta que la configuración de sub-cuencas en el este de México, pudiera generar condiciones de aguas restringidas, similares a las condiciones de la depresión de Chicahuaxtla. Pudiendo ser un segundo factor desencadenante de las condiciones empobrecidas de oxígeno en la Cuenca de Zongolica.
- ◆ El elevado contenido de carbono orgánico reportado por el análisis geoquímico de TIC-TOC indica un buen potencial generador de hidrocarburo o yacimiento no convencional; estudios geoquímicos adicionales son necesarios para la definición de un posible potencial económico.
- ◆ Aunque el depósito de la Formación Tecamalucan corresponde temporalmente con los eventos anóxicos globales 2 y 3, estudios geoquímicos y bioestratigráficos son necesarios para discriminar entre uno u otro, o entre un evento meramente regional.

BIBLIOGRAFÍA

ALANIZ-ÁLVAREZ., S.A., NIETO-SAMANIEGO, A.F., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. 1994. Structural evolution of The Sierra de Juárez Mylonitic Complex, state of Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2):147-156.

ALZAGA-RUIZ, H., PANO-ARCINIEGA, A. 1989. Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico Tardío, en la región de Tehuacán, Puebla, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 21(1):5-15.

ALZAGA-RUIZ, H., SANTAMARÍA-OROZCO, D. 1987. Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto C-3026, 89 p. (inédito).

ALZAGA-RUIZ, H., SANTAMARÍA-OROZCO, D. 1988. La Formación Tecamalucan, estado de Veracruz, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 20 (4): 5-12.

ÁNGELES-MORENO, E. 2006. Petrografía, Geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología. Tesis de maestría. 194 p.

BARBOZA-GUDIÑO, J.R., HOPPE, M., GÓMEZ-ANGUIANO, M., MARTÍNEZ-MACÍAS, P.R. 2004. Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2), 272-281.

BARTOLINI A., BAUMGARTNER P.O., GUEXA J. 1999. Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145, 43–60.

BEAUMONT E.A., FOSTER N.H. 1999. Exploring for oil and gas traps. *American Association of Petroleum Geologists*. Vol. 3

BELT, B.C. 1925. Stratigraphy of the Tampico District of Mexico: *American Association of Petroleum Geologist*, 91(1), 136-244.

BÖSE, E. 1899. Geología de los alrededores de Orizaba; con un perfil de la Vertiente Oriental de la Mesa Central de México: Instituto Geológico de México, 13, 53 p.

BRUMSACK, H-J. 2006. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232, 344-361.

CARON, M., DALLI'ANGOLO, S., ACCARIE H., BARRERA, E., KAUFFMAN, E. G., AMÉDRO, F., ROBASZYNSKI, F. 2006. High resolution stratigraphy of the Cénomanién /Turonien boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios*, 39: 171–200.

CARRASCO-VELÁZQUEZ, B.E., MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, E., RAMÍREZ-ARRIAGA, E., SOLÉ-VIÑAS, J. 2008. Estratigrafía de la Formación Meztlán del Plioceno (Estado de Hidalgo, Centro-Este de México). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60 (1), 83-99.

CAULET, J.P., VÉNEC-PEYRÉ, M.T., VERGNAUD-GRAZZINI, C., NIGRINI, C. 1992. Variation of South Somalian upwelling during the last 160 Ka: radiolarian and foraminifera records in core MD85674. In: Summerhayes, C.P. et al. (Eds.), *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 64, 379–389.

CHINN, E., W., 1991, The role of organic geochemistry in petroleum exploration: Basin Research Institute Bulletin, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, p. 15–23.

COCCIONI, R., LUCIANI, V. 2004. Planktonic foraminifera and environmental changes across the bonarelli event (OAE 2, latest cenomanian) in its type area: a high-resolution study from the tethyan reference bottaccione section (Gubbio, Central Italy). *Journal of Foraminiferal Research*, v. 34, no. 2, p. 109–129.

CUAPIO-PÉREZ, C.A. 2006. Evaluación económica petrolera de una porción aflorante de la Formación Guzmantla en el cerro Peñuela en Córdoba, Veracruz con análogos en el subsuelo: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis de licenciatura, 132 p.

DE GOLYER, E.L. 1915. On Cretaceous and Tertiary Formations of COSAT Mexico: *America Institute Mining of Enginner Bulletin*, 108, 20434 p. Original no consultado citado en Parra *et al.*, 2008.

DELGADO-ARGOTE, L.A. 1989. Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary Cuicateco terrane, Oaxaca, Mexico. *Dynamics and evolution of the lithosphere; results and perspectives of earth sciences research in Mexico*. *Geofísica International*, 28(5):939-973

- DUQUE BOTERO, F., MAURRASSE, F.J.M.R., HICKEY-VARGAS, R., MELINTE, M., JAFFE, R., LOPEZ-OLIVA, J.G. 2009. Microspheroids accumulation and geochemistry of an anoxic basin of the Cenomanian/Turonian: The record of the Indidura Formation, NE Mexico. *Geologic Problem Solving with microfossils: A volume in honor of Garry D. Jones*. Society for Sedimentary Geology, Society of Sedimentary Geology Special Publication 93, 171-186.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositational texture, in Ham, W. E., (ed), *Classification of carbonate rocks a symposium: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*, p. 108-121.
- EGUIZA-CATRO, M.H. 2001. Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán-Calipam. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional. Tesis Profesional. 84 p.
- ELORZA, G., GARCÍA-GARMILLA, F. 1998. Paleoenvironmental implications and diagenesis of inoceramid shells (Bivalvia) in the mid-Maastrichtian beds of Sopelana, Zumaya and Bidard sections (coast of the Bay of Biscay, Basque Country). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, 303-328.
- FERRARI, L., VALENCIA-MORENO, M., BRYAN, S. 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, núm. 3*, p. 343-378.
- FLÜGEL, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Germany*, Springer-Verlag, 976 p.
- FUNNELL, B.M. 1967. Foraminifera and radiolaria as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology. Volume 5, Issues 5-6*, pages 333-347.
- GEBHARDT, H., FRIEDRICH, O., SCHENK, B., FOX, L., HART, M.B., WAGREICH, M. 2010. Paleooceanographic changes at the northern Tethyan margin during the Cenomanian/Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE-2): *Marine Micropaleontology*, 77, 25-45.
- GEEL, T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.

- HELDT, M., BACHMANN, M., LEHMANN, J. 2008. Microfacies, biostratigraphy, and geochemistry of the hemipelagic Barremian–Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethys margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 261, 246–260.
- HONJO, S. 1984. Study of ocean fluxes in time and spaces by bottom-tethered sediment trap arrays: a recommendation. In: *Global Ocean Flux Study. Proceedings of a Workshop, September 10–14, 1984*, National Academy Press, Washington DC, pp. 305–324.
- JENKYNS, H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Electronic Journal of the Earth Sciences*. Vol.11, No. 3.
- JENKINS, H. C., GALE, A. S., CORFIELD R. M. 1994. Carbonate oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance, *Geol. Mag.*, 131, 1–34.
- JANNOU, GABRIEL. 2014. Aspectos bioestratigráficos, paleoambientales y paleoclimáticas de los radiolarios de la Formación Punta Torcida, Eoceno Inferior, Cuenca Austral, sur de Sudamérica. Conference: XIX Congreso Geológico Argentino.
- KELLER, G., HAN, Q., ADATTE, T., BURNS, S.J. 2001. Paleoenvironment of the Cenomanian/Turonian transition at Eastbourne, England: *Cretaceous Research*, 22, 391-422.
- KELLER, G., PARDO, A. 2004, Age and paleoenvironment of the Cenomanian/Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado: *Marine Micropaleontology*, 5, 95-128.
- KENNETH, E.P. 1986. Guidelines for evaluating Petroleum source rock using programmed pyrolysis. *American Association of Petroleum Geologists*, 70 (3).
- KENNETT, J. 1982. *Marine Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 813 pp.
- KIESSLING, W. 1996. Facies characterization of Mid-Mesozoic deep-water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas. *Facies*, 35, 237-274.
- LARSON, R. L. 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology* 19, 963-966.
- LIPPS, J. H. 1979. Ecology and paleoecology of planktonic foraminifers, in Lipps, J. H., and others (eds.), *Foraminiferal ecology and palaeology: Society of Economy Paleontologists and Mineralogists, Short Course No. 6*, p. 62–104.
- MACLEOD, N., ORTIZ, N., FEFFERMAN, N., CLYDE, W., SCHULTER, C., MACLEAN, J. 2000. Phenotypic response of Foraminifera to episodes of global environment change, in Culver, S. J., and

Rawson, P. (eds.), *Biotic response to global change: the last 145 million years*: Cambridge University Press, Cambridge, p. 51–78.

MARTÍNEZ-AMADOR, H., ZÁRATE-BARRADAS, R., LOAEZA-GARCÍA, J. P., SÁENZ-PITA, M.R., CARDOSO-VÁZQUEZ, E.A. 2000. Carta Geológico-Minera Orizaba E14-6, escala 1:250000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 86 p.

MENA-ROJAS, E. 1960. El Jurásico Marino del Región de Córdoba. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 12 (7-8):243-252.

MENA-ROJAS, E. 1962. Geología y posibilidades petrolíferas del Jurásico marino en la región de Córdoba, Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 14(3-4), 77-84.

MENDOZA-ROSALES, C.C. 2010. Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología. Tesis doctoral. 208 p.

MENESES-ROCHA, J.J., RODRÍGUEZ-FIGUEROA, D., TORIZ-GAMA, J., BANDA-HERNÁNDEZ, J., HERNÁNDEZ-DE LA FUENTE, R., VALDIVIESO-RAMOS, V. 1996. Excursión Geológica al Cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica; AMGP-PEMEX-Exploración y Producción. 165 p.

MEYERS, P.A., BERNASCONI, S.M., FORSTER, A. 2006. Origins and accumulation of organic matter in expanded Albian to Santonian black shale sequences on the Demerara Rise, South American margin. *Org. Geochem.* 37, 1816–1830.

MILLIAM, J.D., TAKAHASHI, K. 1995. Carbonate and opal production and accumulation in the ocean. In: Usselman, T.M. et al. (Eds.), *Global Surficial Geofluxes: Modern to Glacial*. National Academy Press.

MOLINA-CRUZ, A. 1984. Radiolaria as indicators of upwelling processes: the Peruvian connection. *Mar. Micropaleontology.* 9 (1), 53–75.

MORAN-ZENTENO, D. J. 1987. Paleogeografía y paleomagnetismo precenozoicos del Terreno Mixteco. Tesis de Maestría en Ciencias (Geología), Facultad de Ciencias, UNAM, 177 p. Original no consultado citado en Delgado-Argote, 1989.

MOUNT, J.F., WARD, P. 1986. Origin of limestones/marl alternations in the upper Maastrichtian of Zumaya, Spain. *J. Sediment. Petrol.* 56, 228–236

NIGRINI, C. 1991. Composition and biostratigraphy of radiolarian assemblages from an area of upwelling (Northeastern Arabian Sea, Leg 117). Proc. ODP, Sci. Results 117, 89–126.

NÚÑEZ-USECHE, F. 2016. Registro y condiciones paleoambientales de eventos anóxicos oceánicos del Cretácico en el Margen Occidental del proto-Atlántico Norte: Norte y Centro de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología. Tesis doctoral. 143p.

NÚÑEZ-USECHE, F., CANET, C., BARRAGÁN, R., ALFONSO, P. 2016-A. Bioevents and redox conditions around the Cenomanian –Turonian anoxic event in Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 449, 205-226.

NÚÑEZ-USECHE, F., BARRAGAN, R., MORENO-BEDMAR, J.A., CANET, C. 2014. Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 66 (3). 491-505 pp.

OMAÑA, L., LOPEZ DONCEL, R., TORRES, J.R., ALENCASTER, G. 2012. Biostratigraphy and paleoenvironment of the Cenomanian/Turonian boundary interval based on foraminifera from W Valles-San Luis Potosí Platform, Mexico. *Micropaleontology*, 58 (6), 457-485.

OMAÑA, L., TORRES, J.R., LÓPEZ-DONCEL, R., ALENCÁSTER, G., LÓPEZ CABALLERO, I. 2014. A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles–San Luis Potosí platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 31, núm. 1, p. 28-44.

ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R.L., SPEED, R.C. 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. IN DNAG Continent-Ocean Transect Volume. Phanerozoic Evolution of North America Continent-Ocean Transitions, Geological Survey of America, Estados Unidos, 265-306 p. Original no consultado citado en Velazquez-Velasco, 1998.

ORTUÑO-ARZATE, S., FERKET, H., CACAS, M., SWENNEN, R., ROURE, F. 2003. Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin, eastern Mexico: en C. Bartolini, R. T. Buffler, y J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 476– 514.

ORTUÑO-ARZATE, S., XAVIER, J.P., DELFAUD, J. 1992. Análisis Tectónico-Estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes LANDSAT MSS. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 24(1): 11-45.

PACHECO, G.C., ORTÍZ-UBILLA, A. 1983. Estilo tectónico estructural de Tehuacán-Córdoba; Instituto Mexicano del Petróleo, C-1161; inédito. Original no consultado citado en Alzaga-Ruíz *et al.*, 1989.

PARRA, N., SÁNCHEZ-ROSAS, J.G., D'GREGORIO, A.P., QU, G., LYNETE-ZANELLA, R., ORTIZ-GÓMEZ, P. 2008. Servicios integrales de optimización y desarrollo de campos del sector Ébano-Panuco-Cacalilao del Activo Integral Poza-Rica-Altamira. Actualización del modelo estratigráfico (Etapa 1). PEMEX Exploración y producción, Activo Integral Poza-Rica-Altamira (Tampico-Tamaulipas, México).

PEDERSEN, T.F., CALVERT S. 1989. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 74 (4): 454-466.

PEMEX.1988. Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, informe inédito, 229 pp.

RIVERA, H. A., LE. ROUX, J P., SANCHEZ, K.L., MARIÑO-MARTÍNEZ, J. E., SALAZAR, C., BARRAGÁN, J. C. 2018. Palaeoredox conditions and sequence stratigraphy of the Cretaceous storm-dominated, mixed siliciclastic-carbonate ramp in the Eastern Cordillera Basin (Colombia): Evidence from sedimentary geochemical proxies and facies analysis *Sedimentary Geology*, 372, 1-24.

SAGEMAN, B.B., MURPHY, A.E, WERNE, J.P., VER STRAETEN, C.A., HOLLANDER, A.J., LYONS, T.W. 2003. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle-Upper Devonian, Appalachian basin. *Chemical Geology* 195, 229-273.

SALINAS-PRIETO, J.C., RIVERA-CARRANZA, E., AGUILERA-MARTÍNEZ, M.A., ARCEO-CABRILLA, F. A. 2007, Monografía Geológico-Minera del estado de Veracruz: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 220 p.

SCHLANGER, S. O., ARTHUR, M.A., JENKYN, H.C., SCHOLLE, P.A. (1987). The Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion, in *Marine Petroleum Source Rocks*, edited by J. Brooks and A. J. Fleet, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 26, 371–399.

SCHLANGER, S.O., JENKYNS, H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw* 55, 179-184.

SCHOLLE, P.A., ARTHUR, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64 (1), 67-87.

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO (SGM). 2001. Carta Geológico-Minera Orizaba E14-6, Veracruz, Puebla y Oaxaca. 1: 250 000. Primera edición.

SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SPEED, R.C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper* 278. 153 p.

STINNESBECK, W., IFRIM, C., SCHMIDT, H., RINDFLEISCH, A., BUCHY, M. C., FREY, E., GONZALEZ-GONZALES A.H., VEGA F.J., CALVIN L., KELLER, G., SMITH K.T., 2005. A new lithographic limestone deposit in the Upper Cretaceous Austin Group at El Rosario, county of Muzquiz, Coahuila, northeastern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 22 (3), 401-418.

TAKASHIMA, R., NISHI, H., HUBER, B.T., LECKIE, M. 2006. Greenhouse World and the Mesozoic Ocean. *Oceanography*, Vol. 19, No. 4.

TAYLOR, A.M., GOLDRING, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of Geological Society*. 150, 141–148.

TORIZ-GAMA, J. 1982. Informe final del Propsecto Nogales: México, D.F., Petróleos Mexicanos (PEMEX), informe inédito, 79 p.

TORIZ-GAMA, J. 1989. Prospecto Córdoba-Huatusco. PEMEX, IGPR-280 (Inédito). Original no consultado citado en Meneses-Rocha *et al.*, 1996.

VALENCIA-MORENO, M., ORTEGA-RIVERA, A. 2011. Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México-Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (Orogenia Laramide), *in* Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 6, p.201-226.

VELÁZQUEZ-VELASCO, J.C. 1998. Análisis del plegamiento y la fracturación con la ayuda de la reconstrucción de paleo-esfuerzos en una porción de la Cuenca de Zongolica, Sierra Madre Oriental: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería, tesis de licenciatura. 141 p.

VINIEGRA, F. 1965. Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca cenozoica de Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17(7-12), 101 p. Original no consultado citado en Servicio Geológico Mexicano

WAGREICH, M. 2012. OAE 3 regional Atlantic organic carbon burial during the Coniacian-Santonian. *Climate of the past*, 8 (5), 1447-1455.

WEC. 2009. Provincias Petroleras de México, capítulo 2.

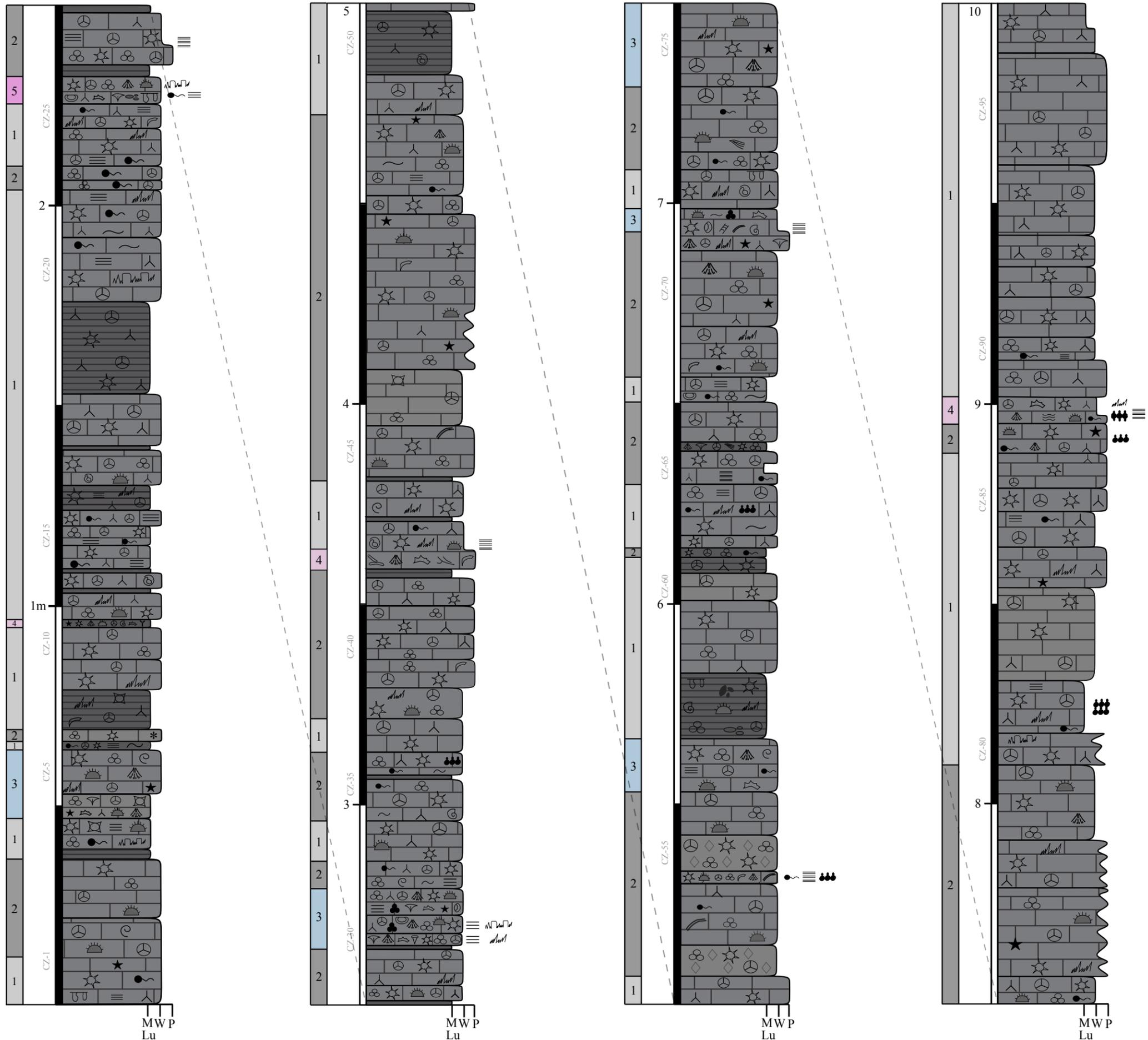
WILSON, J.L. 1975. Carbonate facies in geologic history: New York, Springer Verlag. 471 p.

WINKER, C.D., BUFFLER, R.T. 1998. Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean). *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 62, 318-346 p.

Columnas estratigráficas y de facies

APÉNDICE 1

Instituto de Geología



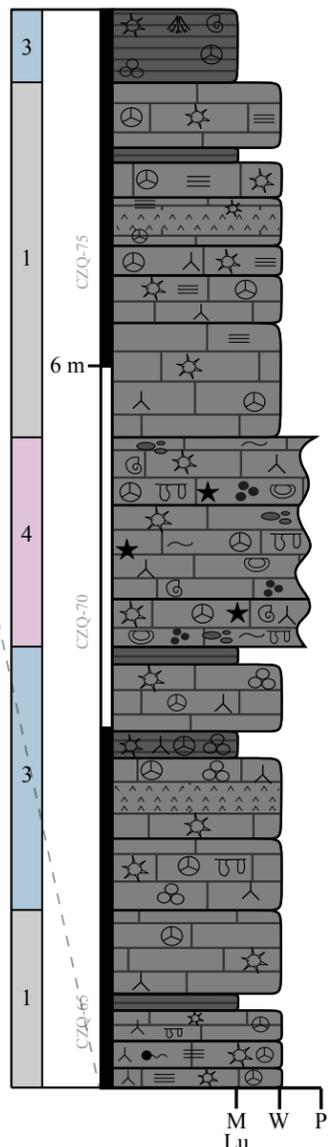
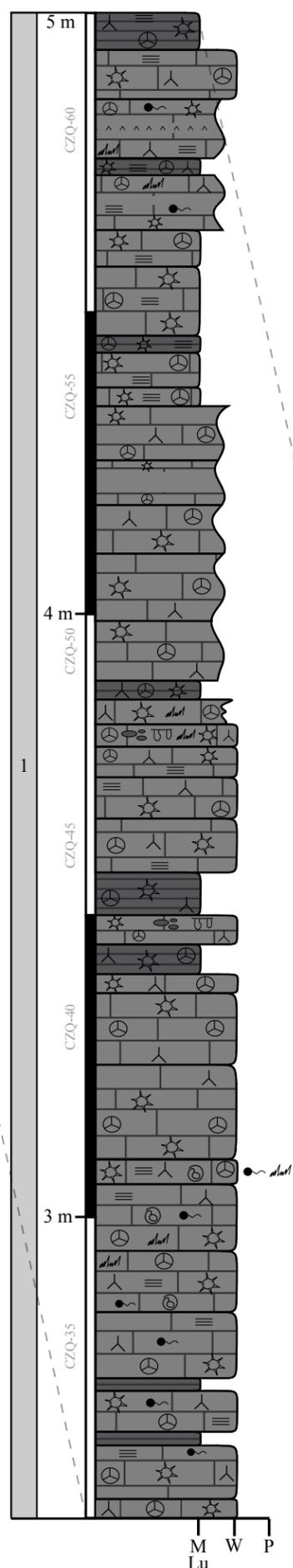
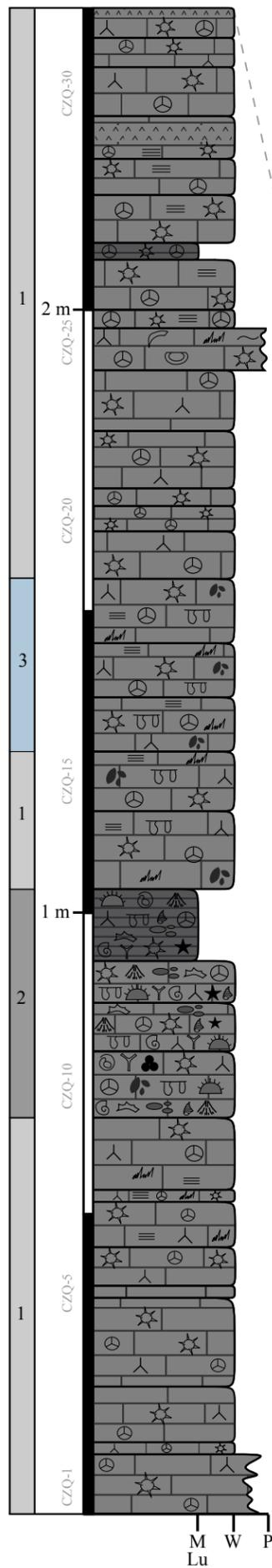
SIMBOLOGÍA

FÓSILES	
Foraminíferos planctónicos	Alga roja
Foraminíferos bentónicos	Crinoides
Miliólidos	Amonitelas
Equinodermos	Radiolarios
Braquiópodos	Calciesferas
Bivalvos	Espículas
Pelecípodos	Ostrácodos
Ostreidos	Filamentos
Rudistas	Fragmento fosfatado
Moluscos	Bioclastos no diferenciados
Picnodontes	Peloides
Fragmentos de concha	Peletoides
Briozoarios	
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y DIAGÉNETICAS	
Laminación	Laminación cruzada
Alineación de granos	Laminación ondulada
Gradación	Biolaminación
Bioturbación	Estilolitas
Imbricación	Estilolitas columnares
ASOCIACIONES DE MICROFACIES	
AMZ1	AMZ4
AMZ2	AMZ5
AMZ3	
LITOLOGÍA	
Caliza	
Lutita	
TEXTURA	
M: Mudstone	P: Packstone
W: Wackestone	Lu: Lutita

SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA "CANTERA ZOQUITLÁN 1"

Elaboró: Análí García Sandoval





M W P
Lu

M W P
Lu

M W P
Lu

SIMBOLOGÍA

FÓSILES

- | | |
|----------------------------|--------------|
| Foraminíferos planctónicos | Alga roja |
| Foraminíferos bentónicos | Crinoides |
| Miliólidos | Amonitelas |
| Equinodermos | Radiolarios |
| Braquiópodos | Calciesferas |
| Bivalvos | Espículas |
| Pelecípodos | Ostrácodos |
| Ostreidos | Filamentos |
| Rudistas | Pellets |
| Moluscos | Peloides |
| Gasterópodos | Peletoides |
| Fragmentos de concha | |
| Briozoarios | |

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y DIAGÉNETICAS

- | | |
|----------------------|------------------------|
| Laminación | Laminación cruzada |
| Alineación de granos | Laminación ondulada |
| Gradación | Biolaminación |
| Bioturbación | Estilolitas |
| Imbricación | Estilolitas columnares |

ASOCIACIONES DE MICROFACIES

- | | |
|-------|-------|
| AMZQ1 | AMZQ3 |
| AMZQ2 | AMZQ4 |

LITOLOGÍA

- | |
|----------|
| Caliza |
| Lutita |
| Pedernal |

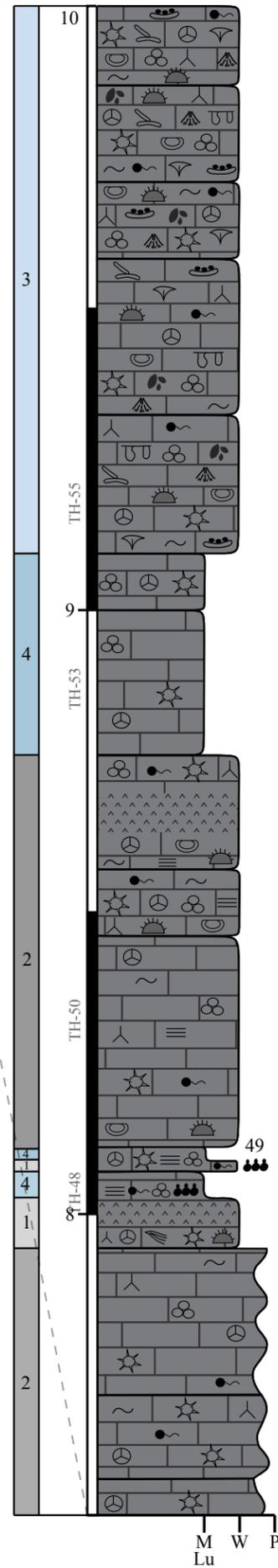
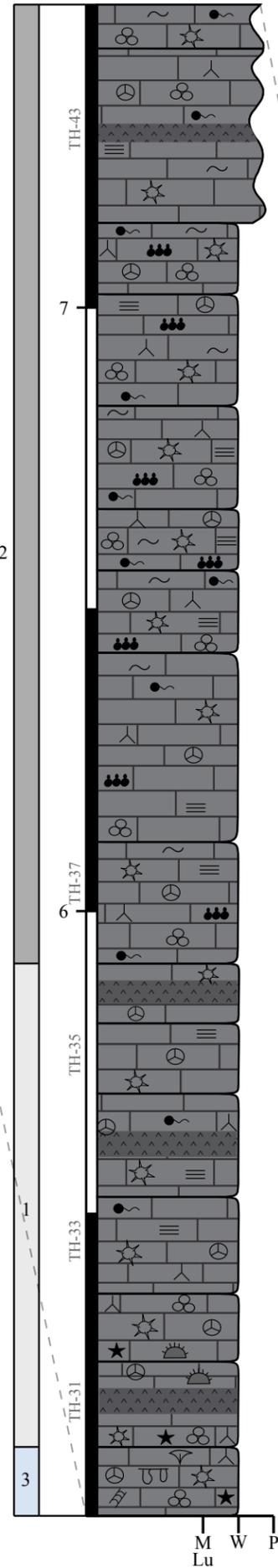
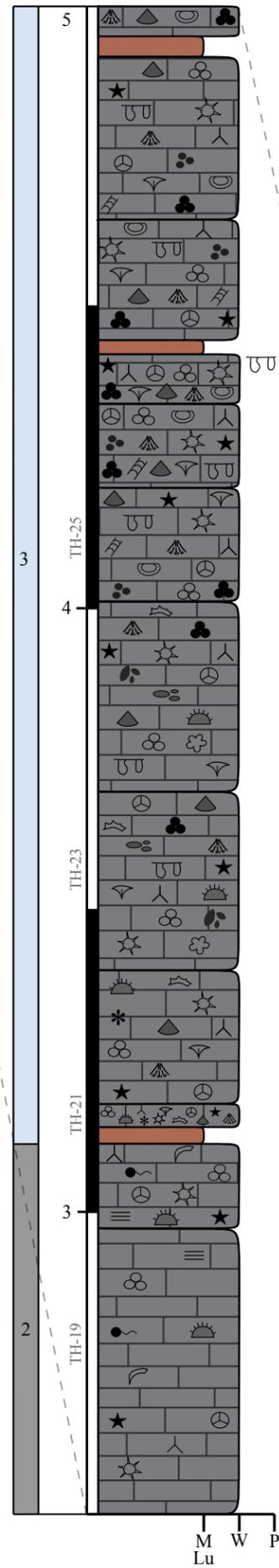
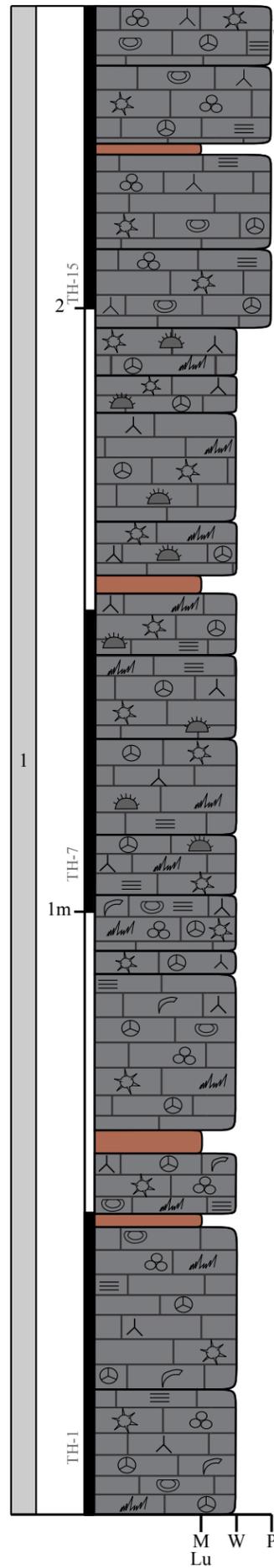
TEXTURA

- | | |
|---------------|--------------|
| M: Mudstone | P: Packstone |
| W: Wackestone | Lu: Lutita |

SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA
"CANTERA ZOQUITLÁN 2"

Elaboró: Anali García Sandoval

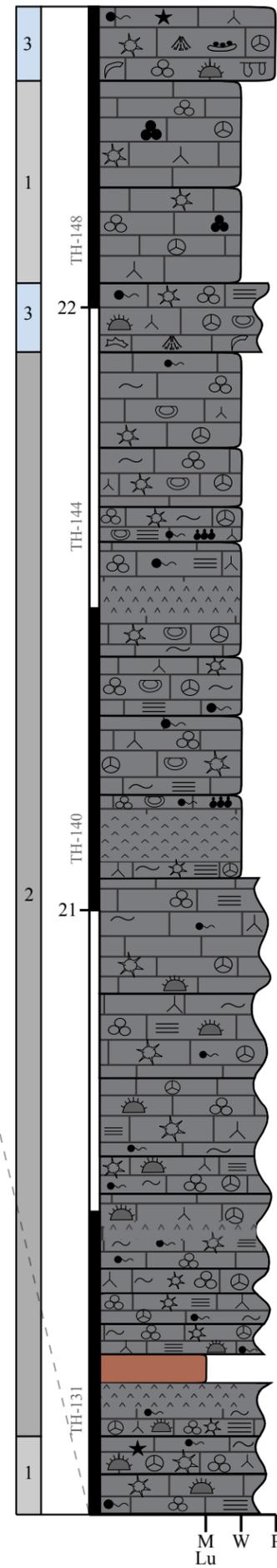
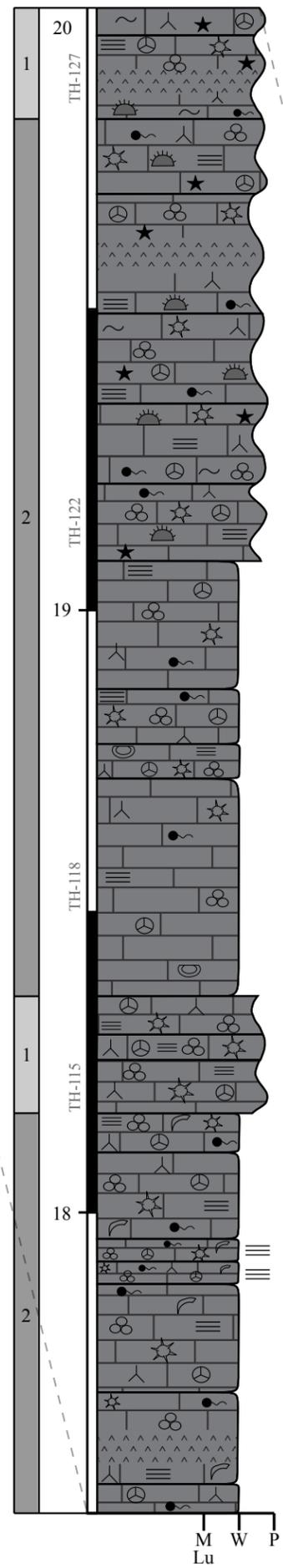
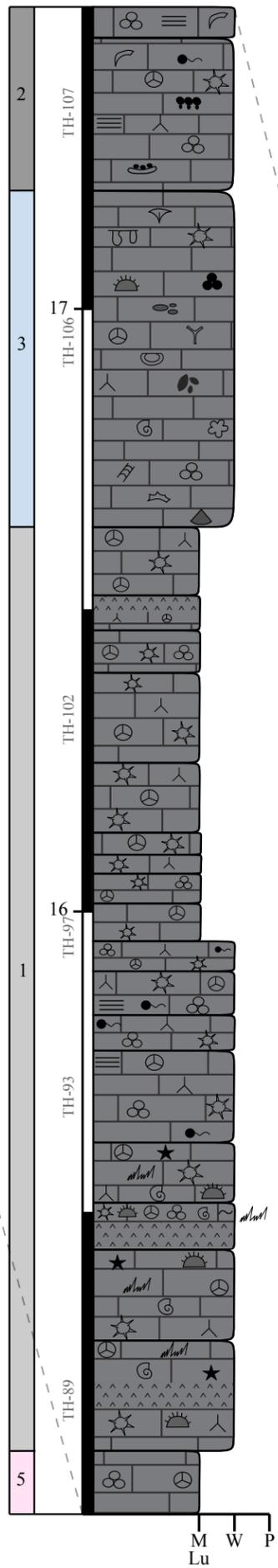
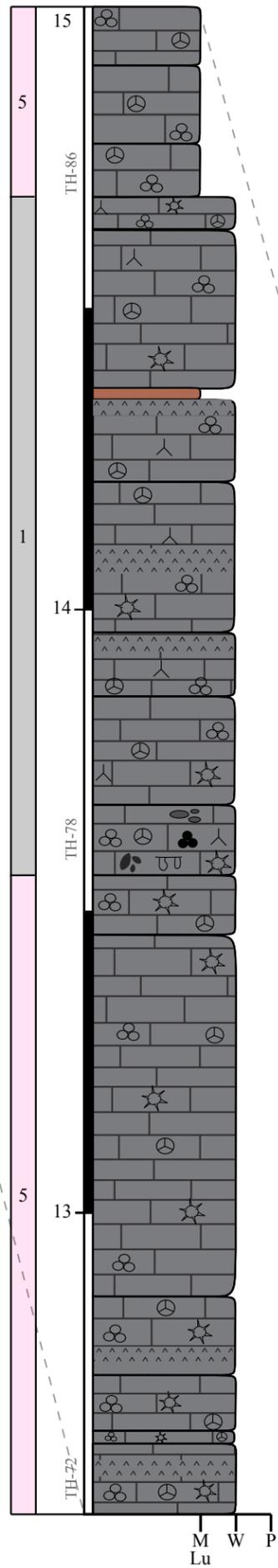
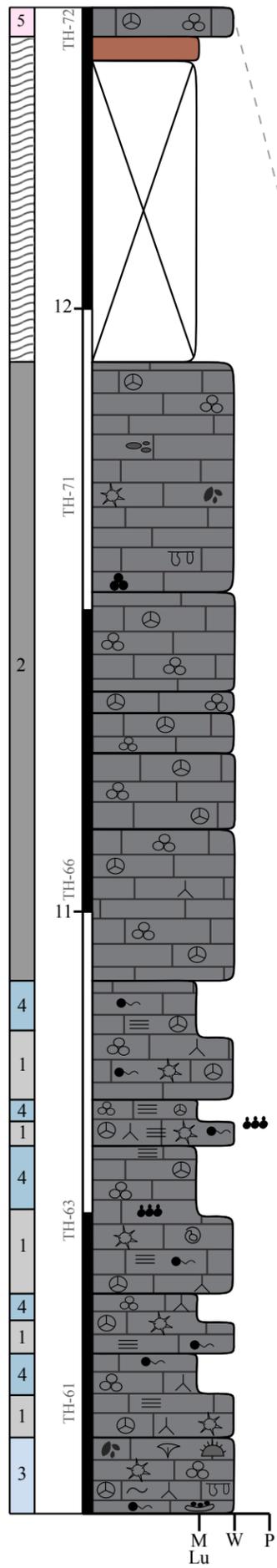


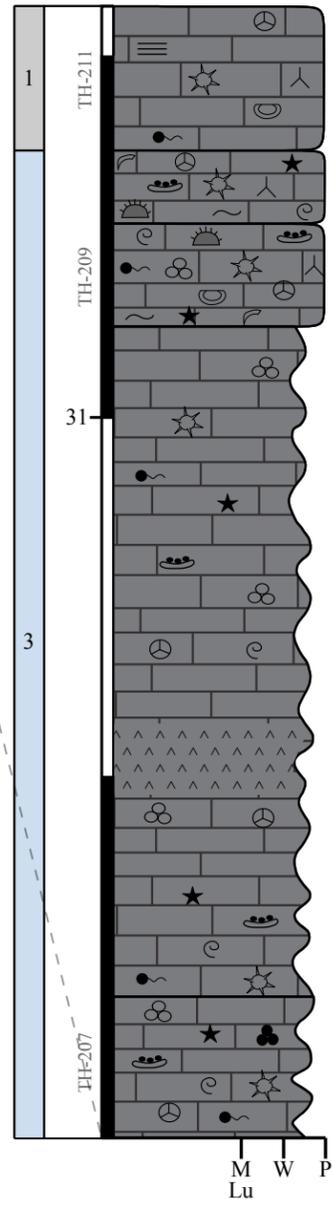
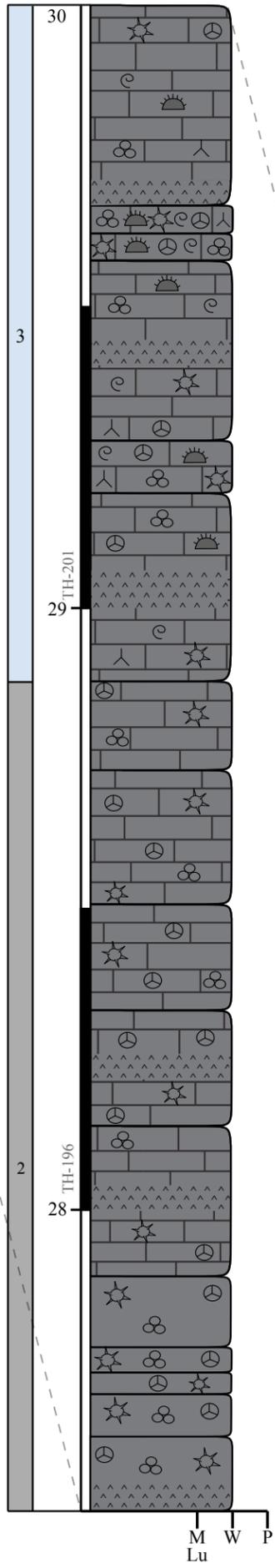
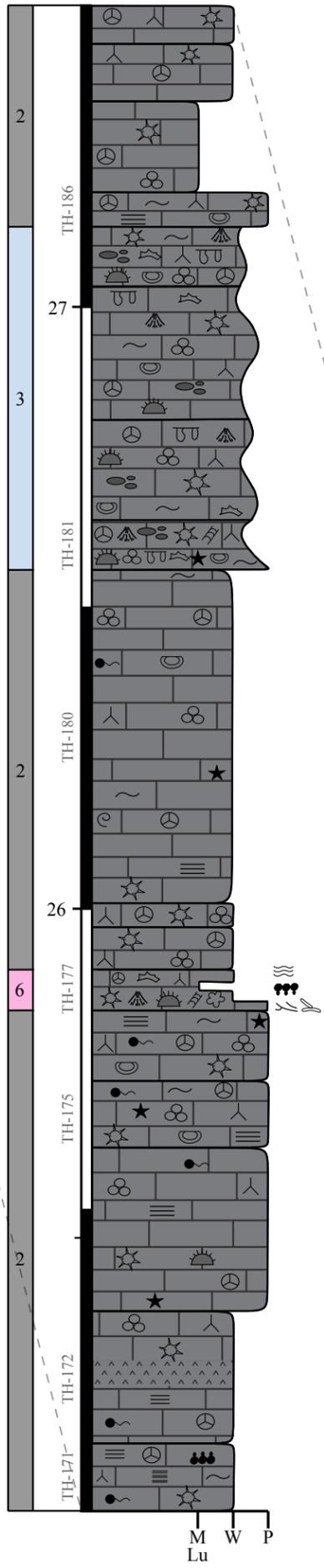
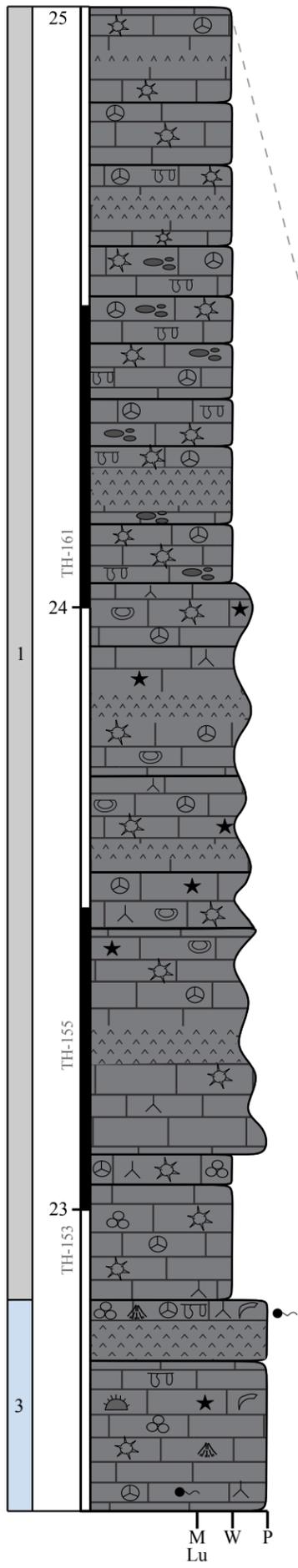


SIMBOLOGÍA

FÓSILES	
Foraminíferos planctónicos	Moluscos
Foraminíferos bentónicos	Ostreidos
Miliólidos	Amonitelas
Equinodermos	Radiolarios
Braquiópodos	Calciesferas
Bivalvos	Espículas
Pelecipodos	Fragmentos de concha
Crinoides	Filamentos
Peletoides	Fragmento fosfatado
Pienodontes	Bioclastos no diferenciados
Alga roja	Peloides
Inoceramidos	Pellets
Algas verdes	Ostrácodos
Gasterópodos	Briozoarios
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y DIAGÉNICAS	
Laminación	Laminación cruzada
Alineación de granos	Laminación ondulada
Gradación	Biolaminación
Bioturbación	Estilolitas
Imbricación	Estilolitas columnares
E. Geopetal	
ASOCIACIONES DE MICROFACIES	
AMT1	AMZ4
AMZ2	AMZ5
AMZ3	AMZ6
LITOLOGÍA	
Caliza	Lutita
Pedernal	
TEXTURA	
M: Mudstone	P: Packstone
W: Wackestone	Lu: Lutita
SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA "TEHUIPANGO"	
Elaboró: Análí García Sandoval	







Datos geoquímicos TIC- TOC

APÉNDICE 2

Laboratorio de paleoambientes y paleoclimas
Instituto de Geología

Tabla 1. Datos del análisis de TIC-TOC de la sección Cantera Zoquitlán 1

Muestra	TOC (Carbono Orgánico Total) %	TIC (Carbono Inorgánico Total) %
CZ-1P	0.75	12.18
CZ-03	3.02	8.89
CZ-04	4.52	10.64
CZ-06	4.11	10.40
CZ-12	1.58	11.89
CZ-15	2.75	9.50
CZ-19	3.35	9.39
CZ-21	2.68	9.71
CZ-23	1.78	11.88
CZ-26	2.87	10.28
CZ-27C	2.91	10.35
CZ-30	2.55	10.51
CZ-31	1.72	10.36
CZ-32	0.22	11.67
CZ-36	3.55	9.35
CZ-42	5.79	9.88
CZ-44	2.56	9.80
CZ-47A	3.51	10.30
CZ-48T	3.41	9.50
CZ-51	2.43	4.73
CZ-54T	3.73	6.99
CZ-57	1.44	8.85
CZ-58	2.65	8.80
CZ-59	1.65	10.43
CZ-62	3.49	8.02
CZ-63	1.92	9.81
CZ-64	2.58	8.90
CZ-66	2.40	8.54
CZ-68	0.88	11.19
CZ-69	0.58	10.98
CZ-71B	0.20	12.42
CZ-72	2.37	8.94
CZ-74	1.40	11.32
CZ-76	2.16	10.71
CZ-80	0.84	11.94
CZ-83	0.87	11.40
CZ-85	1.42	12.26
CZ-87	0.74	12.09

Tabla 2. Datos del análisis de TIC-TOC de la sección Cantera Zoquitlán 2

Muestra	TOC (Carbono Orgánico Total) %	TIC (Carbono Inorgánico Total) %
CZQ-1	2.06	10.07
CZQ-7	2.11	6.39
CZQ-10	1.46	10.82
CZQ-14	0.13	11.27
CZQ-22	1.32	10.31
CZQ-24	1.78	10.34
CZQ-25	3.84	8.64
CZQ-28	1.14	11.07
CZQ-30	1.93	10.49
CZQ-33	2.43	7.33
CZQ-36	2.46	9.84
CZQ-39	1.57	10.45
CZQ-43	0.64	10.32
CZQ-48	0.58	10.21
CZQ-49	1.54	9.92
CZQ-51	3.29	8.75
CZQ-55	1.28	10.52
CZQ-59	1.12	10.31
CZQ-61	1.78	9.09
CZQ-70	1.13	10.88
CZQ-73	0.65	11.07
CZQ-76	1.56	8.39
CZQ-79	1.53	9.97

Tabla 3. Datos del análisis de TIC-TOC de la sección Tehuipango

Muestra	TOC (Carbono Orgánico Total) %	TIC (Carbono Inorgánico Total) %
TH-1	2.71	9.31
TH-07	2.05	9.59
TH-15	1.57	10.24
TH-19	2.03	8.93
TH-21	1.54	9.20
TH-23	2.51	9.91
TH-25	4.42	9.09
TH-31	2.57	9.34
TH-37	4.39	7.68
TH-43	4.11	8.63
TH-50	1.11	10.53
TH-55	2.89	9.05
TH-61	2.27	10.10
TH-63	2.41	9.95
TH-71	3.60	8.25
TH-72	0.20	10.43
TH-78	3.73	8.46
TH-86	2.71	7.82
TH-89	1.73	3.38
TH-93	2.19	10.13
TH-107	1.95	9.13
TH-122	2.05	8.65
TH-127	3.62	8.69
TH-140	1.87	9.97
TH-144	4.06	7.59
TH-148	2.28	8.98
TH-150	4.01	7.99
TH-153	1.35	10.96
TH-161	0.51	9.29
TH-171	2.02	9.46
TH-175	2.40	10.01
TH-177	1.13	10.88
TH-180	0.80	11.53
TH-181	0.10	11.42
TH-186	0.68	10.48
TH-196	1.40	8.05
TH-201	1.00	10.50
TH-207	1.03	10.46
TH-209	2.15	9.43
TH-211	0.76	11.52