



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

Análisis de facies del Cretácico inferior al oriente de Zapotitlán Salinas,
Puebla y sus implicaciones en la evolución de la Cuenca de Zapotitlán.

T E S I S

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

PRESENTA

SALATIEL DÍAZ LARA

TUTOR

Dra. Claudia C. Mendoza Rosales

Fac. de Ingeniería, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dr. Ricardo Barragán Manzo (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Martín Guerrero Suastegui (Universidad Autónoma de Guerrero, UACT)

Ciudad Universitaria, CD. MX.

octubre 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Guillermo y Martha, sobre todo a mi madre, que me ha apoyado incondicionalmente.

A mis hermanos, quienes han compartido conmigo buenos y malos momentos, siendo testigos de mi esfuerzo por salir adelante.

A mis amigos, sin ustedes, esto hubiera sido más estresante.

A mis familiares, sobre todo a Miguel A. Díaz.

A ti María, por siempre creer en mí.

A mis compañeros del posgrado y de la facultad de ingeniería.

Al CONACYT, que me otorgó la beca para realizar mis estudios de posgrado.

A la DGAPA-UNAM, por la beca recibida gracias al programa UNAM-PAPIIT con el proyecto IN115716.

A los miembros del comité de revisión, los Dres. Martín Guerrero Suastegui y Ricardo Barragán Manzo, gracias por todas sus observaciones y recomendaciones.

A los miembros del jurado, los Dres. Berlaine Ortega Flores, Elena Centeno García, Fernando Núñez Useche, Rafael Antonio López Martínez, gracias por sus observaciones, recomendaciones y conocimientos que contribuyeron a la elaboración del presente trabajo.

A los Dres. Arturo Ortiz Ubilla y Armando Altamira Areyan, quienes desinteresadamente y siempre atentos, me han apoyado en mi preparación académica.

Al Dr. Gilberto Silva Romo y al M. en C. Emiliano Campos Madrigal, gracias por su apoyo y hospitalidad en el 400.

A la UNAM y al Instituto de Geología, así como a los profesores/investigadores y todos los que laboran en estas instituciones.

Mi absoluto agradecimiento a la Dra. Claudia C. Mendoza Rosales, quien pacientemente y siempre atenta, me brindó su apoyo; a usted muchas gracias.

Gracias por todo

Atte.



Saúl Díaz Lara

RESUMEN

La presente investigación busca aportar al entendimiento de la evolución sedimentaria durante el Cretácico Temprano de la Cuenca de Zapotitlán, ubicada en la parte suroriental de México. Se utilizó el análisis de facies a nivel macro y microscópico para los depósitos de la Formación Zapotitlán y Miahuatepec que afloran sobre el cauce del Río Zapotitlán, en el estado de Puebla.

Como resultado se establecieron tres asociaciones de facies para la Formación Zapotitlán: turbiditas de grano fino, debritas y slumps, las cuales, fueron depositadas en un ambiente de plataforma somera mixta con aporte terrígeno en condiciones reductoras, propiciadas por la incursión de corrientes de aguas profundas (*upwelling model*), como lo indica la presencia de piritas framboidales. Esta incursión de corrientes es probablemente consecuencia de un evento transgresivo (*Transgressive System Tract, TST*).

Para la formación Miahuatepec, se establecieron cuatro asociaciones de facies: canal, levee, pelágico y slumps, depositados hacia el talud/pie de talud en un abanico submarino calciclástico de dimensión y tamaño de grano medio. Al comienzo del depósito de la unidad, se identificó una superficie de máxima inundación (*SMF*) como lo señala la bioturbación de sustratos calcáreos litificados (*Trypanites cf.*). Posteriormente, se establece una fase de máximo nivel del mar (*High System Tract, HST*), favoreciendo al aporte de material somero hacia zonas más profundas, transportados por flujos de gravedad. Consecuentemente, la margen de la plataforma progradada como secuela del máximo nivel del mar.

Este aumento del nivel del mar para el Aptiano-Albiano Temprano, probablemente es resultado de un evento a nivel global, además de estar relacionado con la evolución y formación del Golfo de México que afectó la parte noreste y suroriental de la República, lo cual, quedó registrado para la Cuenca de Zapotitlán en las formaciones estudiadas.

ABSTRACT

This research seeks to contribute to the understanding of sedimentary evolution during the Early Cretaceous of the Zapotitlan Basin, located in the southeast part of Mexico. The analysis of facies at the macro and microscopic level was used on the deposits of the Zapotitlan and Miahuatepec formations outcropping on the Zapotitlan River channel, in the state of Puebla.

As a result, three facies associations were established for the Zapotitlan Formation: fine grain turbidites, debris and slumps, which, they were deposited in a mixed shallow platform environment with terrigenous input, under reducing conditions, propitiated by the incursion of current deep-water (*upwelling model*), as indicated by the presence of framboidal pyrites. This incursion of currents is probably a consequence of a transgressive event (*Transgressive System Tract, TST*).

For the Miahuatepec formation, four facies associations were established: channel, levee, pelagic and slumps, deposited towards the slope / foot of slope in a calciclastic submarine fan of average grain size and dimension. At the beginning of the unit deposit, a maximum flood surface (*SMF*) was identified as indicated by bioturbation of lithized calcareous substrates (*Trypanites cf.*). Subsequently, a phase of maximum sea level (*High System Tract, HST*) is established, favoring the contribution of shallow material to deeper areas, transported by gravity flows. Consequently, the margin of the platform prograde as a sequel to the maximum sea level.

This increase in sea level for the Aptian-Albian early, probably is the result of a global event, in addition to being related to the evolution and formation of the Gulf of Mexico that affected the northeast and southeast part of Mexico, which was registered for the Zapotitlan Basin in the formations studied.

Contenido

RESUMEN	ii
ABSTRACT	iii
LISTA DE FIGURAS	vi
CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN	1
I.2.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN	2
I.3. –OBJETIVOS	3
I.4.- LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
CAPÍTULO II.- METODOLOGÍA	7
II.1.- RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	7
II.2.- TRABAJO DE CAMPO	8
II.3.- TRABAJO DE LABORATORIO	9
II.4.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	11
CAPÍTULO III.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	17
III.1.- CUENCA DE ZAPOTITLÁN	17
III.2.- ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE ZAPOTITLÁN.....	19
III.3.- ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA	21
CAPÍTULO IV.- LITOESTRATIGRAFÍA	24
CAPÍTULO V.- ANÁLISIS DE FACIES	28
V.1.- FACIES DE LA FORMACIÓN ZAPOTITLÁN	28
MICROFACIES DE LA FORMACIÓN ZAPOTITLÁN	37
V.2.- FACIES DE LA FORMACIÓN MIAHUATEPEC	41
MICROFACIES DE LA FORMACIÓN MIAHUATEPEC.....	48
V.3.- ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN ZAPOTITLÁN	52
TURBIDITAS DE GRANO FINO (TF):.....	52
ASOCIACIÓN DE DETRITOS (D):.....	53
ASOCIACIÓN DE SLUMPS (S):	54
V.4.- ASOCIACIÓN DE FACIES DE LA FORMACIÓN MIAHUATEPEC	55
ASOCIACIÓN DE CANAL (C):.....	55
ASOCIACIÓN DE LEVEE (L):	56
ASOCIACIÓN PELÁGICA (P):	57
ASOCIACIÓN DE SLUMPS	58
V.5.- EDAD DEL DEPÓSITO	58

VI.- ANÁLISIS DE PIRITAS FRAMBOIDALES	60
SECCIÓN I:	62
SECCIÓN II:.....	65
CAPÍTULO VII.- EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL.....	67
CAPÍTULO VIII.- CONCLUSIONES	73

LISTA DE FIGURAS

- Figura I.1.- Área de trabajo, localizado al sureste de Zapotitlán Salinas, Puebla.
- Figura I.2.- Localización del área de estudio dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur y sus subprovincias. Tomado de INEGI 2018.
- Figura I.3.- Localización del área de trabajo dentro de los terrenos tectonoestratigráficos, G=Terreno Guerrero, M: Terreno Mixteco, O: Terreno Oaxaca, J: Terreno Juárez, X: Terreno Xolapa, MA: Terreno Maya, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana. Tomado de Campa y Coney, 1983.
- Figura II.1.- Representación esquemática del uso del Báculo de Jacob. Tomado de Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2011.
- Figura II.2.- Clasificación propuesta por Dunham (1962).
- Figura II.3.- Adaptación propuesta por Embry y Klován (1971).
- Figura II.4.- Intensidad de bioturbación (BI). Modificado de Taylor y Goldring, 1993.
- Figura II.5.- Interpretación de intraclastos de lodo en ambientes profundos. Modificado de Stow, 2006.
- Figura II.6.- Modelo de facies de Stow para turbiditas de grano fino. Modificado de Stow y Shanmugam, 1980.
- Figura II.7.- Secuencia de Bouma para turbiditas siliciclásticas y calciclásticas. Modificado de Bouma, 1962.
- Figura II.8.- Facies y procesos de depósito propuesto por Payros y Pujalte, 2008.
- Figura III.1.- Diagrama de los intervalos para cada terreno, representando su historia individual y los momentos en que son acaecidos. Modificado de Salinas-Prieto, 1984.
- Figura III.2.- Límites del Terreno Mixteco (M) con el Terreno Guerrero (G), el Terreno Oaxaqueño (O), el Terreno Xolapa (X) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Modificado de Campa y Coney, 1983.
- Figura III.3.- Columnas estratigráficas del área por diferentes autores; se señala el relleno sedimentario de la Cuenca de Zapotitlán. Modificado de Mendoza-Rosales, 2010.
- Figura III.4.- Mapa geológico del área. Modificado de Mendoza-Rosales, 2010

- Figura IV.1.- Localización de las secciones I y II dentro del área de estudio. Modificado de Mendoza-Rosales, 2010.
- Figura IV.2.- Estructura anticlinal de tipo rodilla, se muestra el plano de falla, así como los desplazamientos de cada bloque. El plano de falla (amarillo) marca el inicio de la sección I.
- Figura IV.3.- Contacto transicional de la Formación Zapotitlán a la formación Miahuatepec dentro de la Sección II.
- Figura V.1.- Leyenda para las secciones I y II de la Formación Zapotitlán.
- Figura V.2.- Columna de facies para la sección I, se muestra el porcentaje textural de abundancia de aloquímicos observados; además, se presenta una textura para sedimentos híbridos, por lo cual, se muestra la clasificación textural siliciclásticas de Pettijohn (1957) y su equivalente carbonatado de Dunham (1962).
- Figura V.3.- Columna de facies para la sección II, donde se muestra el porcentaje textural de abundancia de aloquímicos observados. además, se presenta una textura para sedimentos híbridos, por lo cual, se muestra la clasificación textural siliciclásticas de Pettijohn (1957) y su equivalente carbonatado de Dunham (1962).
- Figura V.4.- Facies T_0 de la secuencia de Stow en areniscas finas a muy finas que muestran las bases onduladas y cimas planas.
- Figura V.5.- Amonita (flecha) con matriz calcárea de las Facies Fzp2.
- Figura V.6.- A) Brecha calcárea asociada a un flujo de escombros donde se observan clastos de mudstone-wackestone, muy pobremente seleccionado, la matriz corresponde a una textura packstone; B) *Thalassinoides* C) Piritas cúbicas presentes hacia la cima del estrato (señalados con las flechas).
- Figura V.7.- Arenisca conglomerática, se observan clastos de wackestone dentro de una matriz arenosa (señalados con las flechas).
- Figura V.8.- A) Facies de Stow $T_{5,6 y 8}$; las flechas rojas señalan, B) *Planolite cf.* facies T_8 ; C) banda de pedernal de color negro y D) nódulo de hematita
- Figura V.9.- Facies de Stow $T_{1,2 y 3}$ presentes en litologías de margas.
- Figura V.10.- Microfacies mfz1, A) Mudstone con foraminíferos planctónicos (FP) y pirita framboidal (PF) con crecimiento de microesparita (Muestra Rzp02); B) Mudstone con foraminíferos planctónicos sin crecimiento de microesparita (Muestra Rzp05). La posición de las muestras en la columna se presenta en las figuras V.2 y 3.

- Figura V.11.- Microfacies mfz2; A) Packstone de abundantes pellets/peloides (Pl), intraclastos (In) y fragmentos de gasterópodos (Gs); B) Se observan fragmentos de braquiópodos (Br), ooides radiales con núcleos de intraclastos (Oo) y fragmentos de cuarzo detríticos en su corteza. Ambas fotomicrografías corresponden a la muestra RZP4. La posición de la muestra en la columna se presenta en la figura V.2.
- Figura V.12.- Microfacies mfz3; A) Wackestone de foraminíferos planctónicos (FP) y fragmentos de ostrácodos (Fos) (Muestra Rzp08); B) Wackestone de radiolarios (Rd) y fragmentos de espículas (Es) (Muestra Rzp10). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.3.
- Figura V.13.- Microfacies mfz4, marga con abundantes foraminíferos planctónicos, (Muestra Rzp09). La posición de la muestra en la columna se presenta en la figura V.3.
- Figura V.14.-Leyenda para la sección II de la formación Miahuatpec.
- Figura V.15.- Columna de facies para sección II de la formación Miahuatpec, se muestra el porcentaje textural de abundancia de aloquímicos observados.
- Figura V.16.-Facies de pelagitas con texturas mudstone con presencia de lentes de pedernal.
- Figura V.17.- Facies de calcarenitas de grano fino a) Presenta facies T_a , las flechas señalan estructuras de flamas, además de facies $T_{c,d,e}$ y T_b de la Secuencia de Bouma; B) Icnogéneros de *trypanites cf (?)* señalado con flechas rojas, además de *rip up clast* hacia la parte inferior.
- Figura V.18.- Horizontes de la secuencia de Bouma presentes dentro de las facies de calcarenita gruesa, A) Secuencia completa de Bouma $T_{a,b,c,d,e}$; B) Facies $T_{a,b,c,e}$ y C) Facies $T_{a,b}$.
- Figura V.19.- Facies T_d de la Secuencia de Bouma la cual presenta bioturbación identificándose los siguientes icnogéneros: A) *Thalassinoides* y (B) *Ophiomorpha*.
- Figura V.20.- *Rip up* clast en la formación Miahuatpec y su clasificación según el esquema de Johanson y Stow (1995) en facies de calcarenitas A) B3, B) B2 y C) B1.
- Figura V.21.- Facies de calciruditas; A) Fragmentos esqueléticos no diferenciados y litoclastos; B) Con abundantes litoclastos C) con presencia de fragmentos completos de rudistas y litoclastos.
- Figura V.22.- A) Wackestone de radiolarios comunes (Rd) con trazas de colomiélidos (Cl) (Muestra Rzp13); B) Packstone con abundantes radiolarios (Rd) y trazas de fragmentos de pez (Fpz) (Muestra Rzp36); C) Wackestone con abundantes radiolarios

(Rd) con trazas de calciesferas (Cc) (Muestra Rzp22); D) Wackestone con abundantes radiolarios (Rd) con trazas de foraminíferos planctónicos (Muestra Rzp35). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.

- Figura V.23.- A) Grainstone de abundantes peloides (Muestra Rzp14); B) Packstone laminado de abundantes peloides (Muestra Rzp16). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.
- Figura V.24.- A) Grainstone de intraclastos comunes (In) y fragmentos de equinodermos (Eq) con trazas de cortoides (Cor) (Muestra Rzp17); B) Packstone de intraclastos (In) y fragmentos de equinodermos (eq) (Muestra Rzp19). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.
- Figura V.25.- Ejemplos de la microfacies Mmh4: A) Floatstone, con un fragmento de braquiópodo e intraclastos (Muestra Rzp25); B) Floatstone con presencia de fragmentos de equinodermos, braquiópodos e intraclastos (Muestra Rzp27). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.
- Figura V.26.- A) Rudstone con intraclastos con fragmentos de braquiópodos y equinodermos (Muestra Rzp35); B) Rudstone-Floatstone con intraclastos dentro de una matriz micrítica con presencia de radiolarios (Muestra Rzp38). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.
- Figura V.27.- A) *Calpionellopsella*; B) *Microcalamoides diversum*; C) *Colomiella mexicana* y D) *Collomiella recta* (Muestras Rzp12, 13, 14). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.
- Figura VI.1.- Características principales de los framboides y sus condiciones redox durante el depósito. Modificado de Bond y Wignall, 2010.
- Figura VI.2.- Piratas framboidales de la Formación Zapotitlán, datos del diámetro promedio, desviación estándar y total de framboides encontrados en cada muestra, la posición de la muestra se presenta en las figuras VI.6 y 8.
- Figura VI.3.- Gráfica σ/M (desviación estándar/media) de las piratas framboidales para la Formación Zapotitlán (Sección I y II).
- Figura VI.4.- Piratas framboidales con formas esféricas perfectas e irregulares en la sección I; A) Muestra Rzp01; B) Muestra Rzp02 y C) Muestra Rzp03, la posición de la muestra se presenta en la figura VI.6.
- Figura VI.5.- Leyenda para las secciones I y II.

- Figura VI.6.- Diagrama de caja y bigotes para las muestras de la sección I, donde se determinaron condiciones disóxicas superiores.
- Figura VI.7.- Piritas framboidales con formas esféricas perfectas e irregulares en la Sección II; A) Muestra Rzp05 framboides irregulares; B) Muestra Rzp08, framboide con recristalización de pirita y C) Muestra Rzp09, pirita framboidales esféricas perfectas dentro de un foraminífero planctónico, la posición de la muestra se presenta en la figura VI.8.
- Figura VI.8.- Diagrama de caja y bigotes para las muestras de la sección II, donde se determinaron condiciones disóxicas superiores y euxínicas.
- Figura VII.1.- Modelo paleoambiental para la Formación Zapotitlán (Fm.Z.) hacia finales del Aptiano, se muestra la relación lateral con la Formación San Juan Raya (Fm. S.J.R.) y la formación La Compañía (Fm. L.C.); se hace una representación de la incursión de corrientes de aguas profundas, relacionado con el aumento paulatino del nivel del mar para finales del Aptiano.
- Figura VII.2.- Modelo paleoambiental de la formación Miahuatepec (Fm. Mh.) para el Albiano. Se muestra la relación lateral con la Formación Cipiapa? (Fm. Ci), además de la posible falla de Santa Lucia (F.S.L); se señala el elemento de canal-levee, para un abanico calciclástico de grano y tamaño medio. Modificado de Payros y Pujalte, 2008.
- Figura VII.3.- Representación esquemática de la evolución eustática para la cuenca de Zapotitlán durante el final del Aptiano y principios del Albiano temprano. A la derecha se muestra una curva esquemática eustática, señalando la fase TST para la Formación Zapotitlán y el HST para la formación Miahuatepec.

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN

La región sureste del estado de Puebla ha sido de gran interés geológico desde mediados del siglo XIX, considerada como una de las primeras regiones fosilíferas en ser estudiadas en México; Nyst y Gaelotti (1840) realizaron los primeros análisis paleontológicos en San Juan Raya; posteriormente, investigadores como D'Orbigny (1850), Desor (1855-1858), Coquand (1865), Loriol (1875-1876) y Felix y Lenk (1891) continuaron con las investigaciones paleontológicas en la región.

Para finales del siglo XIX y principios del siglo XX, los estudios de reconocimiento geológico y estratigráfico tuvieron un interés limitado, sin embargo, Bárcena y Castillo en 1875, presentan una investigación en la que se describen fósiles en rocas mesozoicas de México y de la región, siendo uno de los primeros trabajos realizados por investigadores mexicanos en el país (*In* Uribe y Cortes, 2014). Durante el *X Congreso Geológico Internacional*, J. G. Aguilera presentó un reconocimiento detallado para la región de San Juan Raya-Zapotitlán, sin embargo, solo los aspectos relevantes fueron anunciados, quedando algunos datos de carácter inédito (*In* Calderón-García, 1956). Por otra parte, Villada (1905), Burckhardt (1930), Müllerried (1933, 1934), Maldonado (1953) y Alencáster (1956) continuaron con las investigaciones paleontológicas y estratigráficas.

A mediados del siglo XX, la región adquirió relevancia por sus posibles cualidades petrolíferas, de tal modo que Petróleos Mexicanos (PEMEX) participó con la elaboración de la Carta Geológica de la República Mexicana presentada durante el *XX Congreso internacional de Geología* (Mariel-Lezama, 1954), evento en el cual Calderón-García (1956) expuso por primera vez una estratigrafía detallada para la región, estableciendo las descripciones litológicas, distribución y relaciones estratigráficas, de modo que este trabajo se volvió base para futuras investigaciones (Alencaster, 1956; Reyeros-Navarro, 1963; Buitrón-Sánchez, 1970 y González-Arreola, 1974).

Calderón-García (1956) describe por primera vez a la formación Miahuatepec como una unidad carbonatada con bandas de pedernal e intercalaciones de margas de edad Aptiano, no obstante, Pano (1973) considera a la unidad antes propuesta por Calderón-García (1956) como Formación Tamaulipas Superior, de acuerdo con la semejanza litológica y faunística

en la localidad tipo de la Sierra Miahuatepec. Estas aseveraciones con respecto a la propuesta de Calderón-García (1956) o Pano (1973) entran en un debate que aún se mantiene: por un lado están los autores que apoyan la idea de considerarla como formación Miahuatepec (Calderón-García, 1956; Echánove, 1963; Barcelo-Duarte, 1978; López-Ramos, 1979; Barrientos-Reyna, 1985; Avellaneda-Córdova *et al*, 1987; Bermúdez, 1987; Durán-Torres, 2007; Mendoza-Rosales, 2010; Martínez-Avilés y Hernández-Marmolejo, 2010; Serrano-Brañas y Centeno-García, 2014); y por otro lado los que la consideran como Formación Tamaulipas Superior (Pano, 1973; Patiño, 1978; Toriz-Gama, 1984; Alzaga y Santamaria, 1987; Hernández-Rodríguez, 1998; Dávalos-Álvarez *et al*, 2007).

I.2.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN

La caracterización de las cuencas sedimentarias mesozoicas de la región suroriental de México tiene gran importancia para el conocimiento de la evolución geológica del país. En particular la Cuenca Cretácica de Zapotitlán, en el sureste del Estado de Puebla, ha sido exhumada, lo que ha permitido contar con afloramientos muy completos de la sucesión.

Uno de los problemas geológicos principales de la región, es la discrepancia sobre las condiciones que establecieron la configuración geológica durante el Cretácico Temprano, además de las asignaciones correctas en edades y relaciones estratigráficas. Adicionalmente, la información con la que se cuenta resulta insuficiente para establecer la configuración y evolución, así como el papel que representa la formación Miahuatepec durante la trasgresión del Cretácico Temprano en la región sureste de Puebla (Mendoza-Rosales, 2010).

La correspondencia como formación Miahuatepec de Calderón-García (1956) a la propuesta por Pano (1973) como Formación Tamaulipas Superior, repercute directamente en implicaciones paleogeográficas. Al considerar como formación Miahuatepec, ésta corresponde como parte de la Cuenca de Zapotitlán (Calderón-García, 1956, Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte, 1980; Martínez-Amador *et al.*, 2001), dentro de la configuración de Cuencas Cretácicas del Sur de Puebla (Mendoza-Rosales, 2010), mientras que al considerarla como Formación Tamaulipas Superior, se asocia a las partes profundas de la Cuenca de Zongolica, la cual, se extiende en los estados de Puebla, Veracruz y Oaxaca (Pano,

1973, Salvador, 1991 y Hernández-Rodríguez, 1998). Cualquiera que se considere, tendrá implicaciones en la evolución geológica, ya que la Cuenca de Zapotitlán resulta de la última fase de la apertura de Golfo de México (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010), mientras que la Cuenca de Zongolica se asocia a la evolución de una cuenca de rift de intraplaca (Ortuño y Xavier, 1991).

La presente investigación considera la unidad aflorante como formación Miahuatepec, de acuerdo con la propuesta de Calderón-García (1956), por lo cual, se busca determinar las condiciones de evolución en la Cuenca de Zapotitlán durante el Cretácico Temprano, a través del análisis de estructuras sedimentarias y microfacies al oriente de Zapotitlán Salinas, Puebla, proporcionando información para el conocimiento en las condiciones de sedimentación para la región suroriental de México.

I.3. –OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Establecer las condiciones de evolución de la Cuenca de Zapotitlán durante el Cretácico Temprano a través del análisis de facies en dos secciones estratigráficas al oriente de Zapotitlán Salinas, Puebla.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analizar e interpretar las facies y microfacies de las formaciones Zapotitlán y Miahuatepec a través de las características litológicas y contenido fósil.
- Determinar las condiciones redox durante la sedimentación de la Cuenca de Zapotitlán en el Cretácico Temprano a través del análisis de piritas framboidales.
- Plantear un modelo de evolución paleoambiental y mecanismos de sedimentación durante la transición de la Formación Zapotitlán a la formación Miahuatepec.

I.4.- LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte sureste del estado de Puebla, al occidente del Valle de Tehuacán-Cuicatlán. Abarca una superficie aproximada de 135 km² dentro de las coordenadas WGS84 UTM 14Q 658,000 mE a 2'032,000mN y 673,000 mE a 2'023,000mN. Saliendo de la Ciudad de México, se puede llegar a través de la carretera federal No.150D, que comunica a la Ciudad de México-Puebla-Córdoba y Veracruz; siguiendo por la carretera federal No.135D de Tehuacán-Oaxaca, para finalmente, tomar la carretera federal No.125 de Tehuacán-Chazumba, la cual comunica con la localidad de Zapotitlán Salinas, Puebla (Figura I.1).

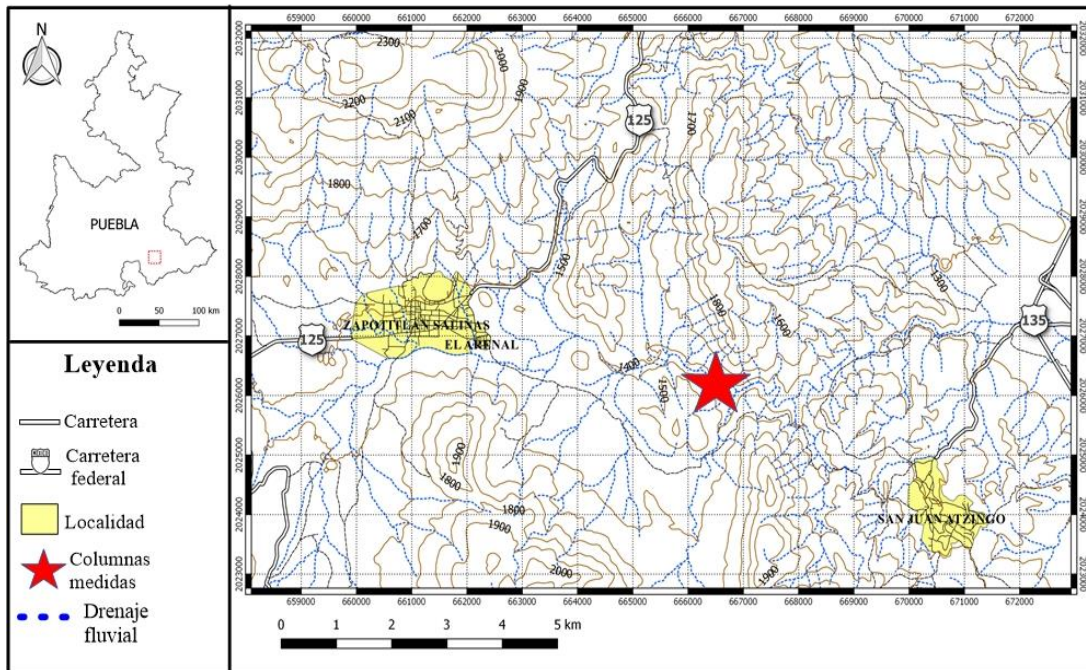


Figura I.1.- Área de trabajo, localizado al sureste de Zapotitlán Salinas, Puebla.

Fisiográficamente se encuentra dentro de la provincia de la Sierra Madre del Sur, específicamente en la porción de la subprovincia de las Sierras Centrales de Oaxaca (Figura I.2) (Raiz, 1959).

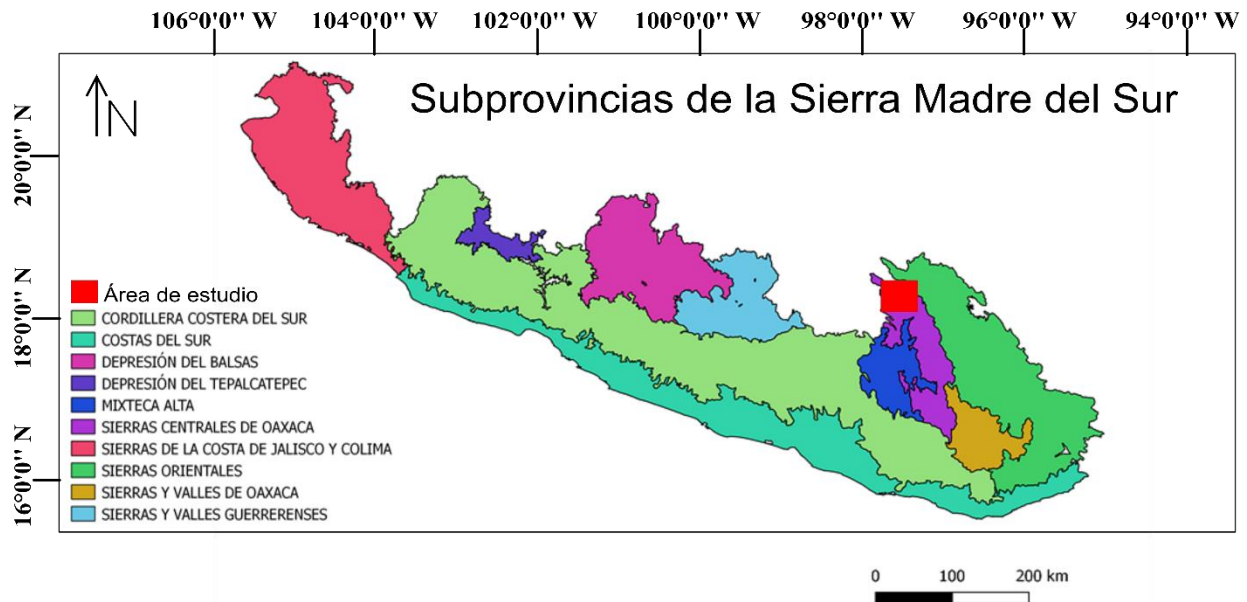


Figura I.2.- Localización del área de estudio dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur y sus subprovincias. Tomado de INEGI 2018.

Tectonoestratigráficamente se localiza dentro del Terreno Mixteca, cuyo basamento son las rocas del “Complejo Acatlán” (Ortega-Gutiérrez, 1978). El terreno Mixteca, tiene límites tectónicos: al sureste de Tehuacán, Puebla con el Complejo Oaxaqueño, al sureste de Tierra Colorada, Guerrero con el Complejo Xolapa, al occidente presenta la cubierta cretácica del Terreno Guerrero y al norte la cubierta cenozoica de la Faja Volcánica Transmexicana (Moran-Zenteno, 1987) (Figura I.3).

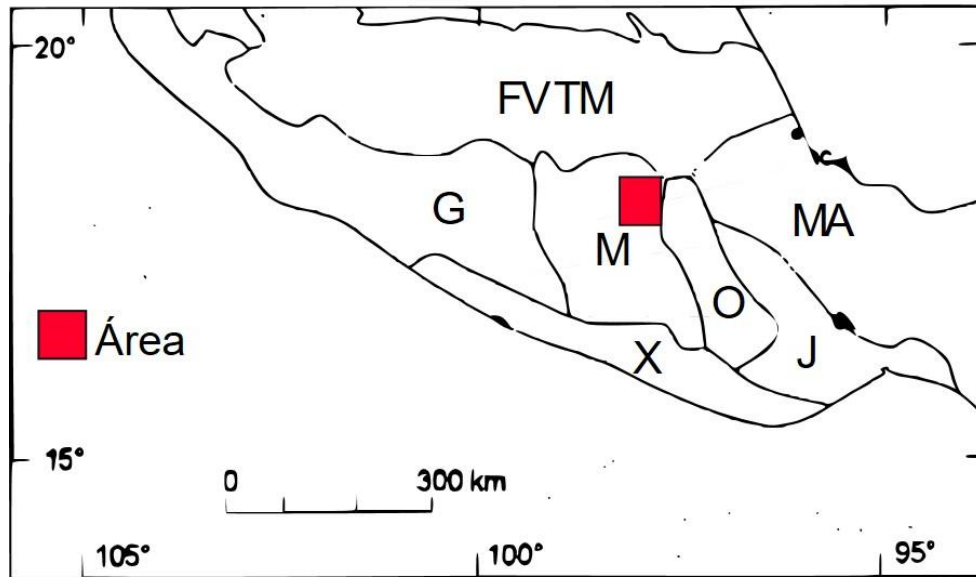


Figura I.3.- Localización del área de trabajo dentro de los terrenos tectonoestratigráficos, G=Terreno Guerrero, M: Terreno Mixteco, O: Terreno Oaxaca, J: Terreno Juárez, X: Terreno Xolapa, MA: Terreno Maya, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana. Tomado de Campa y Coney, 1983.

CAPÍTULO II.- METODOLOGÍA

El análisis de las rocas sedimentarias contribuye en la comprensión de las condiciones y procesos geológicos ocurridos en la historia de la Tierra. Particularmente, la investigación de rocas carbonatadas resulta favorables en la interpretación evolutiva de aspectos paleogeográficos, paleoambientales y paleobiológicos.

A continuación, se presenta la metodología empleada para la presente investigación, la cual, fue dividida en cuatro etapas:

- Recopilación bibliográfica
- Trabajo de campo
- Trabajo de laboratorio
- Interpretación de resultados

II.1.- RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa consistió en la búsqueda de información correspondiente a dos módulos; el primero, en la recolección de información para establecer un marco geológico del área, las condiciones paleoambientales y evolución de la Cuenca de Zapotitlán, su efecto sobre la sedimentación y procesos que resultaron en los depósitos de las unidades dentro del área de investigación.

El segundo módulo, consistió en la búsqueda de información mediante la consulta de libros de textos y trabajos de investigaciones publicados previamente al presente trabajo, con la finalidad de establecer un marco teórico sobre la investigación y metodología en el análisis de facies, rocas carbonatadas y piritas framboidales, además de la correcta interpretación y significado en los sistemas sedimentarios.

II.2.- TRABAJO DE CAMPO

Tomando como base el trabajo de cartografía geológica de Mendoza-Rosales (2010), se realizó un reconocimiento para elegir las secciones con exposición continua. Se seleccionaron los afloramientos sobre el cauce del Río Zapotitlán dentro de la Reserva de la biosfera Tehuacán-Cuicatlán, en donde se identificaron dos secciones estratigráficas con un buen grado de exposición y continuidad para su muestreo y observación adecuada.

La metodología para la obtención y medición de la columna estratigráfica se realizó haciendo uso del “Báculo de Jacob” (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2011) (Figura II.1).

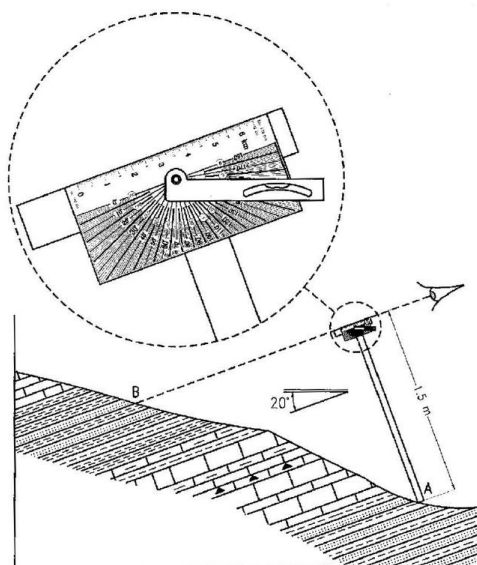


Figura II.1.- Representación esquemática del uso del Báculo de Jacob. Tomado de Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2011.

Los espesores fueron registrados cuidadosamente describiendo en cada nivel estratigráfico las características litológicas, texturales, geométricas, composicionales y las estructuras sedimentarias, además, se realizó un muestreo selectivo de 39 muestras, basado en los cambios observados, se registró su posición dentro de la columna. Cada muestra fue identificada con el tipo de muestra, análisis para el que fue colectada y una clave para su identificación (ej. RZP: Río Zapotitlán).

Se utilizó el esquema de Munsell para la descripción del color de las rocas tanto meteorizadas como sin alteración.

II.3.- TRABAJO DE LABORATORIO

Las muestras colectadas fueron enviadas a Petroanálisis Ingeniería S. de R.L. de C.V. para la preparación de láminas delgadas. Posteriormente, estudiadas bajo el microscopio, obteniendo a partir del estudio petrográfico las microfacies. Adicionalmente, se realizó el conteo y medición de piritas framboidales con el propósito de definir las condiciones en las cuales se acumularon las unidades muestreadas.

Petrografía: La caracterización petrográfica se realizó de acuerdo al esquema de Dunham (1962), expandido por Embry y Klovan (1971). Se enfoca principalmente en la descripción textural, por ausencia o presencia de fango o lodo carbonatado, además por la abundancia de granos (Figuras II.2 y 3), esta clasificación proporciona una simplicidad en la interpretación y puede ser fácilmente utilizada en campo, en estudio de núcleos o de laboratorio.



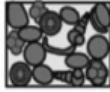
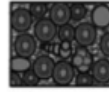
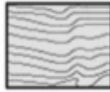
Los componentes originales no estaban unidos en la sedimentación				Los componentes originales estaban unidos en la sedimentación. Crecimiento de material esquelético, laminación contraria a la gravedad, o cavidades con sedimento en el fondo y techo de materiales orgánico que son demasiado grandes para ser intersticios.
Contiene fango carbonático (partículas de tamaño arcilla y limo fino)		Sin fango carbonático		
Fango-soportada		Grano-soportada		
Menos del 10% de granos	Más del 10% de granos			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	
				

Figura II.2.- Clasificación propuesta por Dunham (1962).

Análisis de microfacies: Consistió en la determinación de microfacies, la cual, consiste en la descripción detallada de componentes de aloquímicos y ortoquímicos presentes en la

laminada delgada. El análisis de microfacies es una herramienta que permite interpretar las condiciones físicas y químicas del ambiente de depósito.




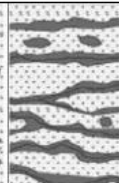
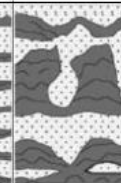
Alóctona		Autóctona		
Componentes originales no unidos orgánicamente durante la sedimentación		Componentes originales unidos orgánicamente durante la sedimentación		
>10% de granos > 2 mm				
matriz-soportada	soportada por componentes > 2 mm	Por organismos que actúan atrapando sedimento	Por organismos que incrustan y entierran sedimento	Por organismos que construyen un armazón rígido
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura II.3.- Adaptación propuesta por Embry y Klovan (1971).

Durante la presente investigación se utilizó la clasificación de Dunham (1962) expandida por Embry y Klovan (1971). Esta se basa en la descripción cualitativa de los componentes y características texturales de las rocas carbonatadas, con el fin de establecer categorías virtuales (Flügel, 2004). La aplicación de esta metodología busca contribuir en el entendimiento de la configuración de la Cuenca de Zapotitlán a través de la observación de los aloquímicos alóctonos y autóctonos. Así mismo, el definir las condiciones paleoambientales y de profundidad en los depósitos, relacionado con la posible variación del nivel del mar que sufrió la Cuenca de Zapotitlán durante su evolución.

Análisis de piritas framboidales: Wilkin *et al.* (1996) y Wignall y Newton (1998) establecieron una metodología para el análisis de piritas framboidales. Esta metodología se basa en la medición y conteo detallado para la obtención del promedio y desviación estándar,

determinando el grado de dispersión y delimitando los campos para establecer las condiciones redox durante el depósito de secuencias sedimentarias.

La medición de tamaños y conteo de framboides, se realizó con un microscopio petrográfico de luz reflejada con un objetivo de 100X. Además, se realizó un registro de fotomicrografías de las partes más representativas de las muestras.

II.4.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

La identificación e interpretación paleoambiental y de aspectos como la distancia con zonas continentales, zonas de surgencia y aporte de nutrientes, resultó por la caracterización microfacial de los grupos de organismos que subsistieron en condiciones determinadas de oxigenación, temperatura, salinidad y/o de energía del medio acuoso. Adicionalmente, se hicieron interpretaciones de las condiciones redox a partir del análisis estadístico de las piritas framboidales, las cuales, ayudaron a establecer condiciones anóxicas, disóxicas o euxínicas en la cuenca.

Por otra parte, se determinó la asociación e interpretación de las facies sedimentarias reconocidas, las cuales, son agrupadas e interpretadas con respecto a la ocurrencia genética y su relación a un sistema de depósito.

Análisis de facies: Se basa principalmente en la descripción y clasificación detallada y objetiva de las características litológicas primarias y de contenido fósil de un cuerpo sedimentario, asociando las facies genéticamente relacionadas. La aplicación de esta metodología busca contribuir en el entendimiento del registro estratigráfico y la reconstrucción sedimentaria durante la evolución de la Cuenca de Zapotitlán.

Se utilizó como herramienta la clasificación del índice de bioturbación (*BI*) propuesta originalmente por Reineck (1963) y Taylor y Goldring (1993), la cual, presenta una escala de cero a seis, de modo que, cuantifica el grado de bioturbación y clasifica la abundancia de trazas (Figura II.4), además, proporciona información adicional sobre la duración en la colonización de los depósitos y las tasas de sedimentación.

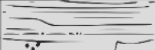
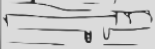
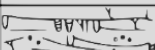
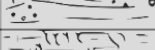
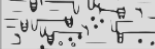
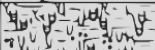
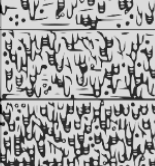
Grado	% bioturbación	Clasificación	Representación
0	0%	Bioturbación ausente	
1	1-4%	Bioturbación esparcida presenta algunas trazas fósiles	
2	5-30%	Bioturbación poco común presenta baja densidad de trazas discretas	
3	31-60%	Bioturbación moderada presenta algunas trazas discretas	
4	61-90%	Bioturbación común presenta alta densidad de trazas discretas	
5	91-99%	Bioturbación abundante	
6	100%	Bioturbación completa	

Figura II.4.- Intensidad de bioturbación (*BI*). Modificado de Taylor y Goldring, 1993.

Asimismo, se utilizó la clasificación de Johansson y Stow (1995) para la disposición de clastos de lodo resedimentados (*rip up clast*) en depósitos de ambientes profundos. Esta clasificación proporciona información descriptiva de la naturaleza, el arreglo e interpretación de los ambientes y procesos de depósito, además de la proximidad del área fuente (Figura II.5).

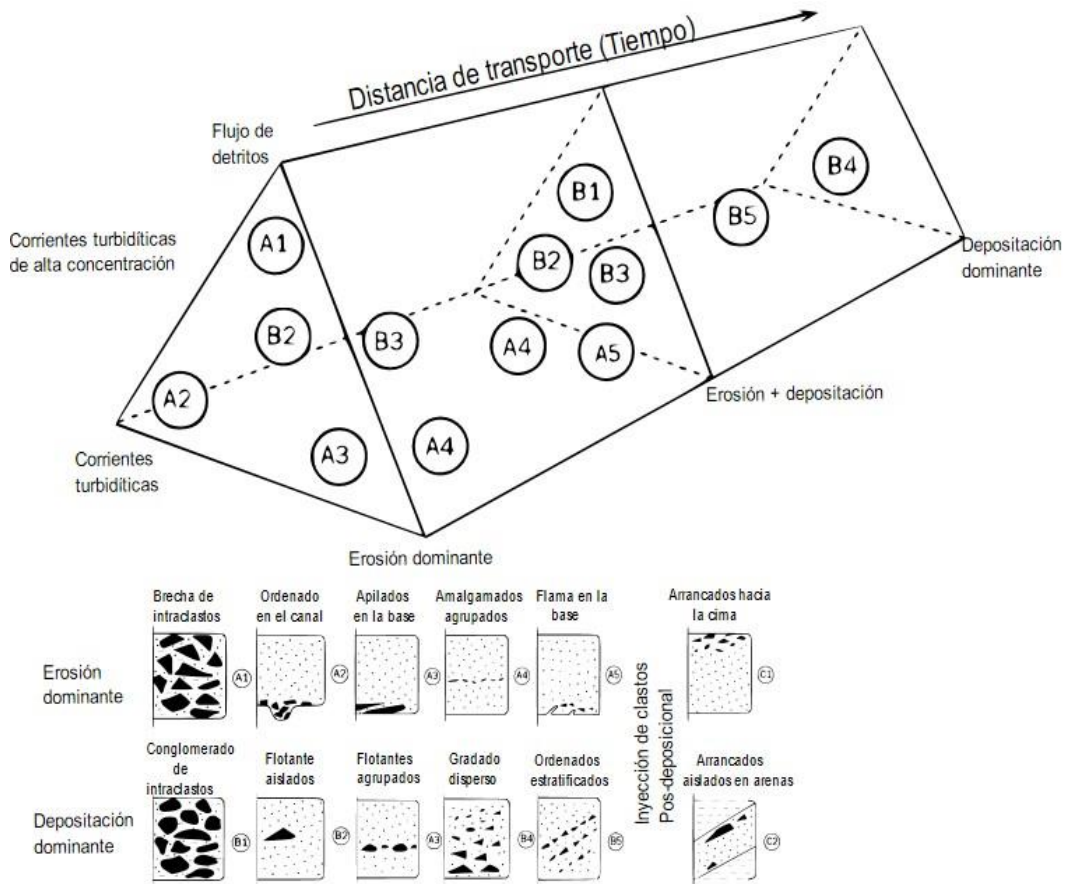


Figura II.5.- Interpretación de intraclastos de lodo en ambientes profundos. Modificado de Stow, 2006.

Modelos de facies: Son representaciones abstractas o idealizadas de un ambiente o fenómeno sedimentario, sirven como una herramienta interpretativa que explica las asociaciones de facies observadas.

De acuerdo con la recopilación y observaciones de campo, se decidió utilizar los siguientes modelos de facies:

Modelo de facies de Stow y Shanmugam (1980): Consiste de una herramienta interpretativa que detalla la correlación con las facies de Bouma $T_{c,d}$ y e , permitiendo diferenciar a detalle los horizontes de turbiditas lodosas o flujos saturados típicos del depósito de la Formación Zapotitlán. Consta de nueve horizontes de T_0 a T_9 en orden ascendente (Figura II.6). Es

importante mencionar que no todos los horizontes se desarrollan dentro de un paquete de turbiditas de grano fino.

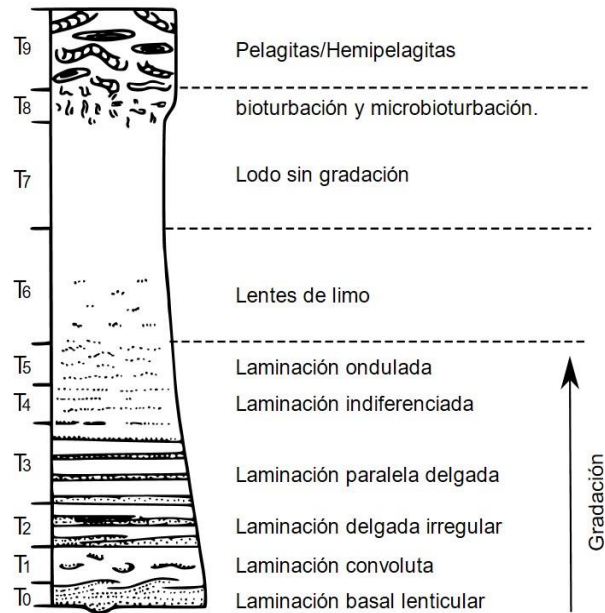


Figura II.6.- Modelo de facies de Stow para turbiditas de grano fino. Modificado de Stow y Shanmugam, 1980.

Modelo de facies de Bouma (1962): Consiste en una secuencia idealizada de sedimentación de flujos turbidíticos, funciona como una herramienta interpretativa en procesos de transporte gravitatorios. El arreglo y distribución espacial que presentan las facies proporciona información con respecto a la arquitectura de las facies proximal, media y distal dentro de un abanico submarino. Consta de 5 horizontes de facies T_a a T_e (Figura II.7). Sin embargo, al igual que el modelo anterior, no siempre se presenta la secuencia completa.

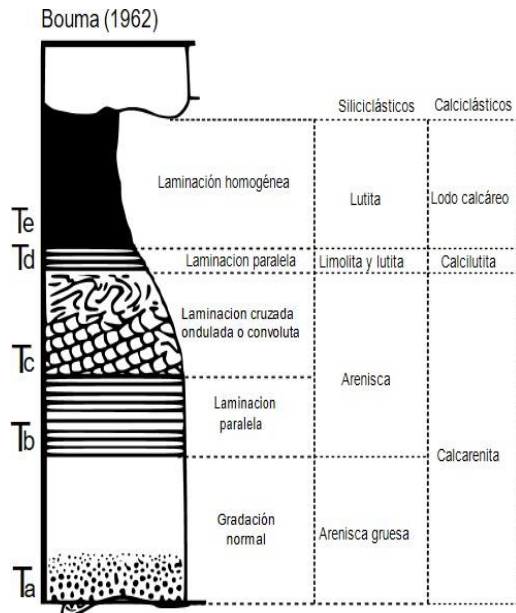


Figura II.7.- Secuencia de Bouma para turbiditas siliciclásticas y calciclásticas. Modificado de Bouma, 1962.

Dado que los depósitos de turbiditas siliciclásticas se encuentran controladas por el rango y tamaños de fragmentos de roca transportados por el flujo, las turbiditas calciclásticas dependen directamente de los aloquímicos que controlan la variabilidad hidráulica y mecánica del flujo. Por lo tanto, los modelos de abanicos submarinos para depósitos siliciclásticos, no funcionan del mismo modo para los depósitos calciclásticos, por esta razón, se consideró utilizar la adaptación propuesta por Payros y Pujalte (2008) para depósitos de abanicos submarinos calciclásticos.

Además, el modelo de Bouma (1962) ha sido adaptado para analizar los depósitos calciclásticos de la formación Miahuatepec, ya que las rocas están conformadas por aloquímicos y clastos carbonatados transportados por procesos turbidíticos (Mendoza-Rosales, 2010).

Modelo de facies de Payros y Pujalte (2008): Consiste en una herramienta interpretativa para procesos de depósito en abanicos submarinos calciclásticos (*CSF* por sus siglas en inglés). Relaciona las características del material resedimentado procedentes de zonas someras, asociados con sedimentos de zonas profundas. Corresponden a eventos episódicos de flujos de alta energía en ambientes profundos de baja energía. Generalmente presentan una base

erosiva, imbricación de granos, gradación normal e inversa y facies de la Secuencia de Bouma asociados con facies profundas.

La clasificación de abanicos submarinos calciclásticos se establece con base en la relación en abundancia de calciruditas de granos mayores a 2mm, calcarenitas de grano grueso de entre 0.064 y 2 mm o por calcarenitas de grano fino y calcilutitas de granos menores de 0.064 mm, asociadas con lodo carbonatado y material pelágico (Figura II.8).

Facies				
Lodo carbonatado	Calcilutitas y calcarenitas de grano fino	Calcarenitas de grano grueso con calciruditas	Rudstone con matriz de calcarenitas	Caótico
Procesos				
Decantación de lodo y material pelágico	Corrientes turbidíticas de baja densidad	Corrientes turbidíticas de alta densidad asociados con flujos de detritos hiperconcentrados	Flujos de detritos de alta concentración	Flujo de detritos lodosos

Figura II.8.- Facies y procesos de depósito propuesto por Payros y Pujalte, 2008.

Payros y Pujalte (2008) propusieron tres modelos de abanicos submarinos:

Abanico submarino de grano grueso y de tamaño reducido: Presenta una abundancia de calciruditas y rara presencia de material pelágico y lodo carbonatado, con dimensiones menores de 10 km de longitud de abanico.

Abanico submarino de grano y tamaño medio: Presenta una abundancia mayor de calcarenitas y en menor proporción calciruditas y presencia de material pelágico y de lodo carbonatado, con dimensiones de 10 a 35 km de longitud de abanico.

Abanicos de grano fino y tamaño extenso: Abundante en material pelágico y calcarenitas, pobre en presencia de calciruditas, con dimensiones de entre 50 y 100 km de longitud de abanico.

CAPÍTULO III.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio forma parte de la cobertura de los terrenos tectonoestratigráficos del Sur de México (Salinas-Prieto, 1984) (Figura III.1). Se localiza dentro del Terreno Mixteco, delimitado al oriente por la Falla Caltepec y al occidente por la Falla Teloloapan (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa y Coney, 1983), al norte limita con depósitos de la Faja Volcánica Transmexicana y al sur con el complejo metamórfico-plutónico del Terreno Xolapa (Figura III.2).

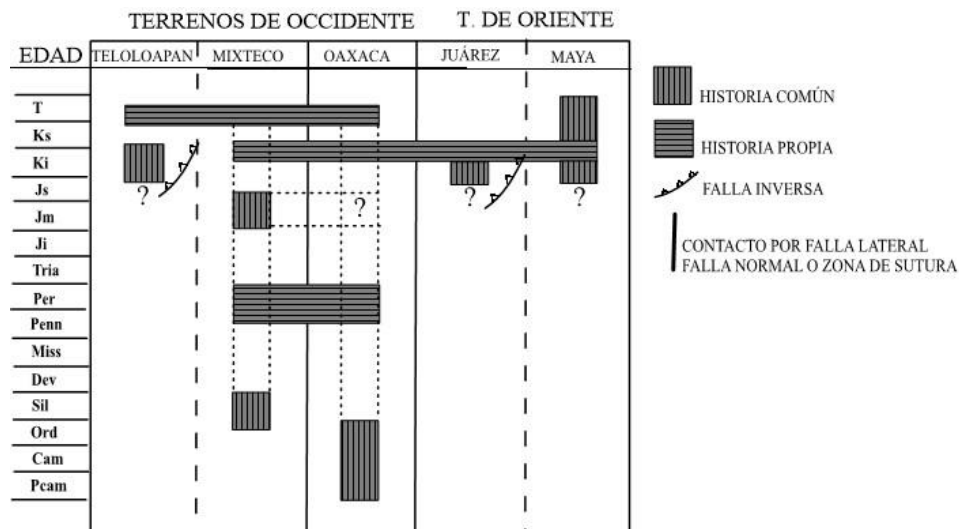


Figura III.1.- Diagrama de los intervalos para cada terreno, representando su historia individual y los momentos en que son acaecidos. Modificado de Salinas-Prieto, 1984.

III.1.- CUENCA DE ZAPOTITLÁN

La Cuenca de Zapotitlán se formó como una depresión tectónica resultado de la actividad de las fallas geológicas de Pozo Hondo y Acatepec durante el Cretácico Temprano (Silva-Romo *et al.* 2018). Pertenece a los paleoelementos denominados como Cuencas Cretácicas del Sur de Puebla, limita hacia al occidente por la Falla Pozo Hondo, al oriente se encuentra cubierta por los depósitos Cenozoicos del Valle de Tehuacán y hacia el norte por lo depósitos de la Formación Cipiapa (Mendoza-Rosales, 2010).

Mendoza-Rosales (2010) describió la Cuenca de Zapotitlán como una depresión con aproximadamente 35 km de largo, abierta hacia al norte y formada a partir de un sistema de fallas de medio-graben escalonadas y fallas sinsedimentarias en régimen extensivo. Tiene como basamentos el Granito Cozahuico y los complejos Oaxaqueño y Acatlán.

El registro sedimentario de la Cuenca de Zapotitlán inicia en el Valanginiano-Hauteriviano con los depósitos de turbiditas y de ambientes marinos someros correspondientes a la Formación Zapotitlán. Durante el Barremiano se desarrollaron con mayor plenitud los complejos de ambientes costeros y marinos someros, destacando el ambiente de laguna con circulación restringida (formación La Compañía), los cuales, se interdigitan lateralmente con las turbiditas de la Formación Zapotitlán, a la vez que la cuenca se desarrolló.

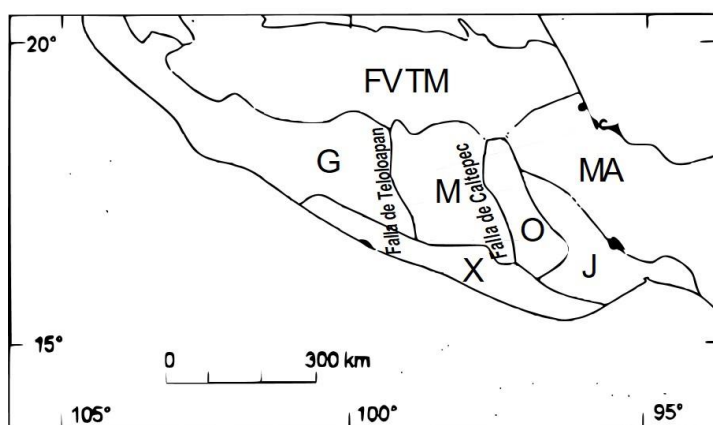


Figura III.2.- Límites del Terreno Mixteco (M) con el Terreno Guerrero (G), el Terreno Oaxaqueño (O), el Terreno Xolapa (X) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Modificado de Campa y Coney, 1983.

De la misma manera, se registró la migración de la línea costa a la par que la trasgresión regional actúa hasta el Aptiano (Martínez-Avilés y Hernández-Marmolejo, 2010), el cual, desarrolló cinturones de arrecifes dentro del borde de talud (Miembro Agua del Burro) alternados con islas de barreras y depósitos de tormentas (Formación San Juan Raya). El retrabajo de las zonas más someras permitió el desarrollo de abanicos aluviales hacia el talud (formación Agua del Cordero) (Mendoza-Rosales, 2010).

Durante el Aptiano, la Cuenca de Zapotitlán se unificó con la Cuenca de Chivillas, experimentando una profundización con dirección al oriente. Las facies costeras cambian rápidamente a facies de turbiditas calcáreas de la formación Miahuatepec (Mendoza-Rosales,

2010). Para el Aptiano tardío, se presentó un periodo de ausencia de sedimentación, culminando con el proceso de relleno de la Cuenca de Zapotitlán (Durán-Torres, 2007).

III.2.- ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE ZAPOTITLÁN

A continuación, se presenta la estratigrafía general del relleno de la Cuenca de Zapotitlán (Figura III.3):

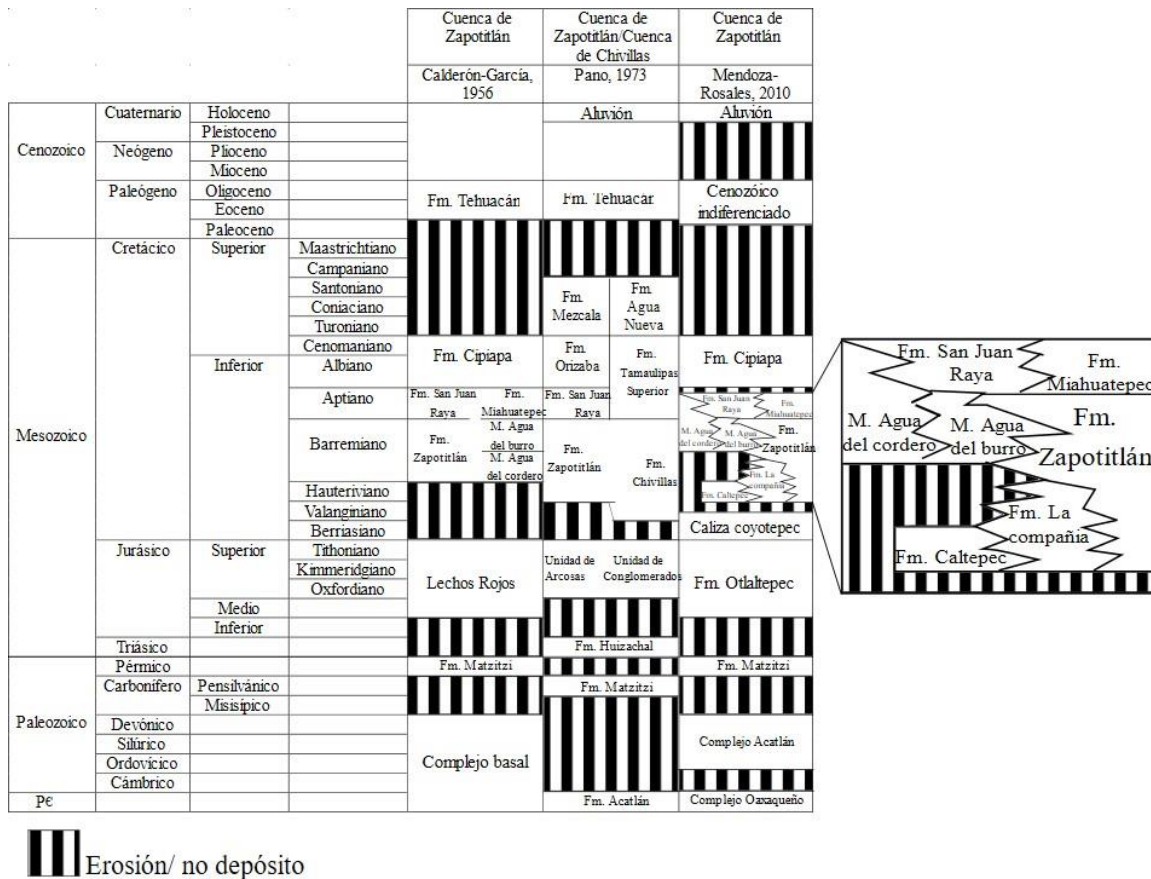


Figura III.3.- Columnas estratigráficas del área por diferentes autores; se señala el relleno sedimentario de la Cuenca de Zapotitlán. Modificado de Mendoza-Rosales, 2010.

Formación Caltepec: Esta unidad fue referida como “lechos rojos” por Calderón-García (1956), posteriormente, elevada a formación por Mendoza-Rosales (2010). Consiste de una sucesión de conglomerados y areniscas rojas. Descansa discordantemente en forma angular a la Formación Matzitzi y rocas pre-mesozoicas (Complejo Acatlán y Granito Cozahuico)

(Mendoza-Rosales, 2010). Gonzales-Hervert *et al.* (1984) consideraron el inicio del depósito para el Hauteriviano (?) y posiblemente abarcando hasta el Barremiano temprano. Centeno-García *et al.* (2009) la interpretaron como un depósito fluvial y abanicos aluviales cercanos a una costa de mar marginal.

Formación La Compañía: Mendoza-Rosales (2010) propone como formación La Compañía a una sucesión de areniscas, conglomerados y calizas. Descansa discordantemente sobre los esquistos del Complejo Acatlán (Mendoza-Rosales, 2010). Ramírez-Vargas (2009) le asignó una edad del Barremiano con base en su contenido fósil. Mendoza-Rosales (2010) la interpretó como un ambiente de depósito de laguna costera protegida.

Formación Zapotitlán: Esta formación fue descrita por primera vez por Aguilera (1906) y posteriormente por Calderón-García (1956). Consiste de una sucesión de lutitas calcáreas con bancos gruesos de calizas acumulados en un ambiente marino (Hernández-Estévez, 1980) con aporte continental (Barrientos-Reyna, 1985). Descansa discordantemente sobre las rocas de la Formación Matzitzi (Mendoza-Rosales, 2010). Pano (1973) consideró el inicio del depósito en el Hauteriviano tardío, posiblemente prolongándose hasta el Barremiano (Mendoza-Rosales, 2010).

Formación Agua del Cordero: Descrita originalmente por Calderón-García (1956) como miembro de la Formación Zapotitlán. Posteriormente, elevada a rango de formación por Barceló-Duarte (1978) y Mendoza-Rosales (2010). Consiste de una unidad de conglomerados polimícticos intercalados con brechas depositados por abanicos aluviales. Mendoza-Rosales (2010) le asignó una edad de Barremiano-Aptiano.

Formación San Juan Raya: Calderón-García (1956) estableció como Formación San Juan Raya a una sucesión de lutitas de color gris verdoso, calcáreas y micáceas, intercaladas con areniscas calcáreas con gran contenido de fósiles. Serrano-Brañas y Centeno-García (2014) establecieron un ambiente marino somero dominado por tormentas. Calderón-García (1956) consideró una edad de depósito Aptiano inferior.

Formación Miahuatepec: Calderón-García (1956) estableció como formación Miahuatepec a una alternancia de calizas intercaladas con margas, bandas y nódulos de pedernal. Mendoza-Rosales (2010) estableció a estos depósitos como resultados de flujos turbidíticos

carbonatados en facies proximales y distales. Ambos autores consideran una edad de depósito Aptiano.

III.3.- ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA

Dentro del área de estudio se encuentran aflorando la Formación Zapotitlán y la formación Miahuatpec del Cretácico Inferior (Figura III.4 y Apéndice I), ambas reconocidas en campo.

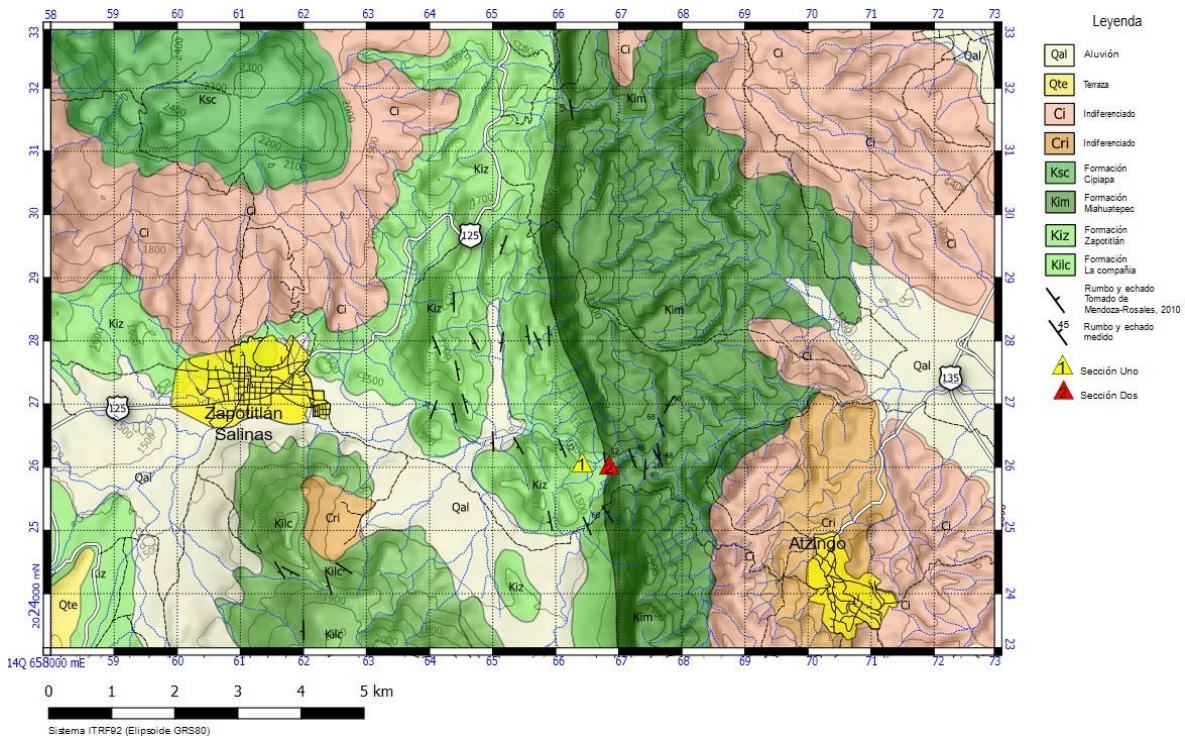


Figura III.4.- Mapa geológico del área. Modificado de Mendoza-Rosales, 2010.

Formación Zapotitlán (Kiz): Aguilera (1906) propuso como Formación Zapotitlán a una sucesión de lutitas calcáreas micáceas intercaladas con margas y bancos de caliza en el área de Zapotitlán Salinas, Puebla. Posteriormente, Calderón-García (1956) la describió como una sucesión de lutitas calcáreas grises con bancos gruesos de calizas. Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte (1980) la describieron como una sucesión de lutitas, lutitas calcáreas, margas y areniscas, resaltando la abundancia de carbonatos para la parte basal. Martínez-Amador *et al.* (2001) la reportan como una sucesión de lutitas, calizas, areniscas verdosas con algunos horizontes conglomeráticos y bancos calcáreos. Mendoza-Rosales (2010) la reporta como

una sucesión de estratos heterolíticos intercalados con debritas calcáreas y flujos turbidíticos con contenido de rudistas, corales, amonoideos, radiolarios y bioclastos de facies someras. Barcelo-Duarte (1978) y Mendoza-Rosales (2010) elevan a rango de formación a los miembros Agua del Burro y Agua del Cordero propuestas por Calderón-García (1956).

La Formación Zapotitlán se encuentra cubierta al oriente de la cuenca por la formación Miahuatepec, lateralmente presenta un cambio de facies con la formación La Compañía. Descansa discordantemente sobre las rocas de la Formación Matzitzí (Mendoza-Rosales, 2010) y del Complejo Acatlán (Avellaneda-Córdova *et al.*, 1987).

Avellaneda-Córdova *et al.* (1987) consideraron una variedad de ambientes de depósitos dentro de un marco tectónico inestable, de facies litorales y cambiando gradualmente a facies de plataforma con aportes terrígenos. Mendoza-Rosales (2010) interpretó su depósito en condiciones de ambientes marinos dentro de una plataforma clástica, presentando flujos de detritos con abundantes líticos calcáreos y fósiles procedentes de una laguna acarreados por corrientes de turbidez.

A esta formación se le ha asignado una edad de depósito del Barremiano (Aguilera, 1906; Calderón-García, 1956; Alencaster, 1956; Buitrón-Sánchez, 1970; Ramírez-Vargas, 2009; Hernández-Ocaña *et al.*, 2015). Sin embargo, Dávalos-Álvarez (2006) la considera Berreasio-Barremiano, mientras que Pano (1973) considera el inicio del depósito para el Hauteriviano tardío, que pudo extenderse hasta el Barremiano (Mendoza-Rosales, 2010).

Formación Miahuatepec (*Kim*): Calderón-García (1956) definió a esta formación como una alternancia de calizas intercaladas con margas presentando bandas y nódulos de pedernal. Barceló-Duarte (1978) la describe como una sucesión de calizas de color gris con nódulos y bandas de pedernal negro con margas hacia la base, las cuales, se hacen menos frecuentes al subir estratigráficamente. Barrientos-Reyna (1985) describe la formación Miahuatepec como una sucesión rítmica de calizas mudstone con bandas y nódulos de pedernal, intercalados con lutitas de color gris, variando hacia la cima de mudstone a wackestone hasta calizas de plataforma e incrementando la presencia de nódulos de pedernal.

Mendoza-Rosales (2010) y Mendoza-Rosales *et al.* (2010) redefinieron a la unidad constituida por calizas tabulares con bandas de pedernal, presentando conglomerados intraformacionales (flujos de escombros) y esporádicamente bandas de pedernal.

La formación Miahuatepec sobreyace concordantemente a la Formación Zapotitlán, subyace discordantemente a los depósitos de la Formación Tehuacán y la Formación Cipiapa (Juárez-Arriaga *et al.*, 2007; Mendoza-Rosales, 2010), cambia de facies lateralmente a la Formación San Juan Raya (Calderón-García, 1956; Barcelo-Duarte, 1978; Durán-Torres, 2007; Mendoza-Rosales, 2010; Mendoza-Rosales *et al.*, 2010), es correlacionable con la Formación Tamaulipas Superior (Martínez-Amador *et al.*, 2001).

Calderón-García (1956) y Barcelo-Duarte (1978) reportaron un ambiente de depósito dentro de una plataforma marina somera. Barrientos-Reyna (1985) sugiere un ambiente de talud con cambios de facies a ambientes de plataforma. Avellaneda-Córdova *et al.* (1987) plantearon un ambiente de plataforma externa asociado al desarrollo de arrecifes esporádicos y probable influencia volcánica. Durán-Torres (2007) reportó un ambiente marino somero como resultado de la invasión del mar, dando origen a amplias plataformas marinas con desarrollos de arrecifes. Mendoza-Rosales (2010) la determinó como resultado de flujos turbidíticos en facies proximales y distales, consecuencia de la profundización de la cuenca. Martínez-Avilés y Hernández-Marmolejo (2010) la relacionan principalmente con un ambiente de talud.

Algunos autores han asignado una edad de depósito para el Aptiano (Calderón-García, 1956; Barcelo-Duarte, 1978; Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte, 1980), mientras que otros, le asignan una edad Aptiano-Turoniano (Barrientos-Reyna, 1985; Centeno-García *et al.* 2009; Mendoza-Rosales, 2010; Hernández-Ocaña *et al.*, 2015). Por su parte, Bermúdez (1987) considera una edad de depósito Albiano tardío - Cenomaniano temprano.

CAPÍTULO IV.- LITOESTRATIGRAFÍA

Para caracterizar detalladamente la litoestratigrafía del área de estudio, se seleccionaron dos secciones discontinuas sobre el Río Zapotitlán, donde afloran las formaciones Zapotitlán y Miahuatepec.

La Formación Zapotitlán tiene su localidad tipo al oeste del poblado de Zapotitlán Salinas, sobre el cauce del río de Zapotitlán (Barcelo-Duarte, 1978). Se distribuye geográficamente desde el poblado de San Antonio Texcala hasta Acatepec, Puebla (Calderón-García, 1956). Se le han reportado espesores de 1287 m (Calderón-García, 1956) y de 742 m (Barcelo-Duarte, 1978).

Para la Formación Zapotitlán se registraron en el área de estudio espesores parciales de 19.5 m para la sección I, y 32 m para la sección II. La base de la Formación Zapotitlán no se reconoció, sin embargo, la cima de la formación se encuentra en contacto transicional con la formación Miahuatepec, cambiando paulatinamente de calizas intercalados con areniscas de la Formación Zapotitlán, a calizas con bandas y nódulos de pedernal de la formación Miahuatepec.

La formación Miahuatepec tiene su localidad tipo en la Sierra de Miahuatepec al este del poblado de Zapotitlán, Salinas. Se distribuye geográficamente desde las Sierras de Miahuatepec hasta el poblado Atzingo, Puebla. Calderón-García (1956) reporta un espesor de 900 m.

Para la formación Miahuatepec se registró en el área un espesor parcial de 388 m, que subyace en discordancia angular con depósitos cenozoicos indiferenciados y sobryace en contacto transicional con la Formación Zapotitlán.

A continuación, se presentan las observaciones detalladas de las formaciones Zapotitlán y Miahuatepec para las Secciones I y II.

SECCIÓN I: Está conformada por rocas de la Formación Zapotitlán, el punto inicial de la sección se ubica en las coordenadas 14Q 666424 mE y 2026087 mN (Figura IV.1), dentro de un anticlinal de tipo rodilla. La base de la sección estratigráfica inicia a partir de una falla local de tipo normal con datos estructurales 166/70° (Figura IV.2). Consta de 19.5 m de espesor parcial.

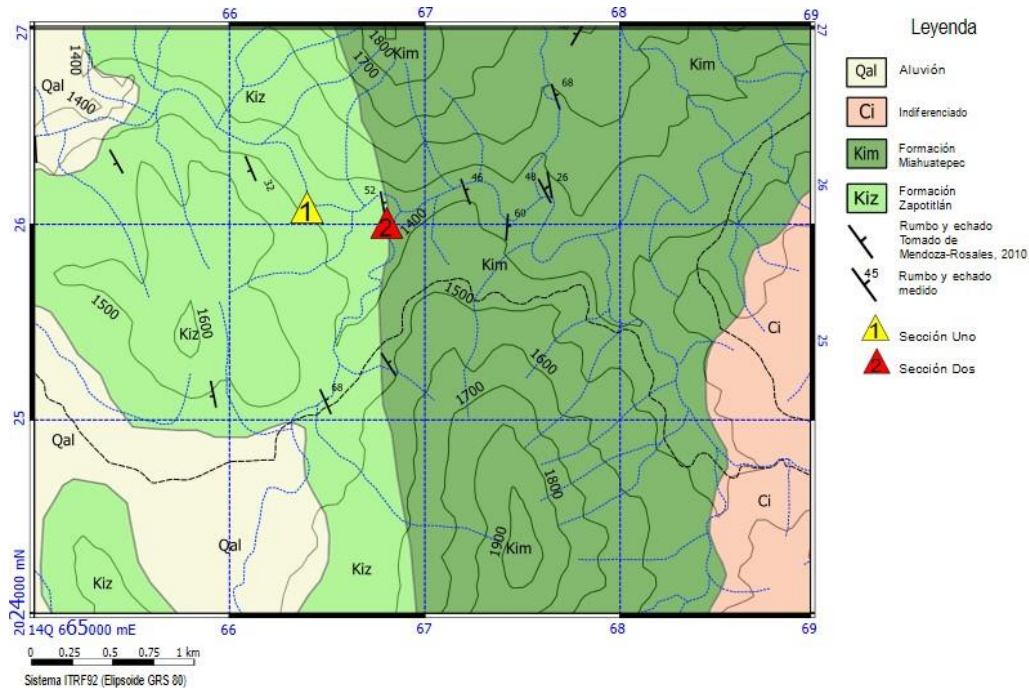


Figura IV.1.- Localización de las secciones I y II dentro del área de estudio. Modificado de Mendoza-Rosales, 2010.

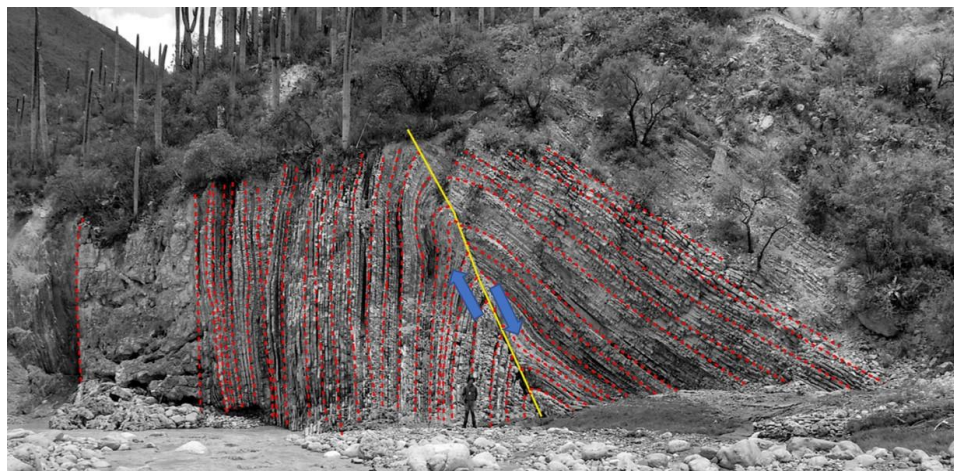


Figura IV.2.- Estructura anticlinal de tipo rodilla, se muestra el plano de falla, así como los desplazamientos de cada bloque. El plano de falla (amarillo) marca el inicio de la sección I.

Formación Zapotitlán: Los primeros 14.5 m de la sección I corresponden con una intercalación de mudstone con areniscas finas a muy finas, presenta estratos tabulares y ocasionalmente lenticulares, con espesores que van de 2-40 cm. Los estratos presentan estructuras de laminación paralela, ondulada, ligera gradación normal, estructuras de rampa, fragmentos no diferenciados e intraclastos (<5 mm), además de amonitas completas (<5 mm) y fragmentadas.

Para los últimos 5 metros de la sección I se observa una brecha calcárea con clastos de mudstone y wackestone de tamaños que varían de 0.5 a 90 cm, rudistas y gasterópodos completos y fragmentados, además, crecimiento de piritas cubicas y ligera bioturbación hacia la cima.

SECCIÓN II: Inicia en las coordenadas 14Q 666793 mE y 2026166 mN (Figura IV.3), tiene un espesor de 420 m. En la sección II se presenta el cambio transicional de la Formación Zapotitlán a la formación Miahuatepec (Figura IV.3).



Figura IV.3.- Contacto transicional de la Formación Zapotitlán a la formación Miahuatepec dentro de la Sección II.

Formación Zapotitlán: Los primeros 32 m de la sección II corresponde a la cima de la Formación Zapotitlán. Consisten de estratos de mudstone y wackestone con geometría tabular y lenticular en espesores de 10 a 40 cm, presenta estructuras sedimentarias de incipiente laminación paralela, ondulada y *pin stripe*, además de ligera gradación normal. Intercalados se presentan areniscas finas a muy finas con geometrías tabulares en espesores de 2 a 20 cm y estructuras sedimentarias de laminación paralela y laminación ondulada, areniscas conglomeráticas en espesores de 0.3 a 1.5 m con clastos de wackestone de tamaños de 0.5 a 30 cm y estructuras sedimentarias de laminación paralela, ondulada, marcas de socavamiento, además de margas en espesores de 5 a 10 cm y estructuras sedimentarias de laminación paralela, ondulada, convoluta, rizaduras y una burda gradación normal.

Presenta ocasional deformación sinsedimentaria, hacia la cima de la sucesión exhibe nódulos y lentes de pedernal de color gris claro y oscuro con ligera bioturbación, crecimiento de pirritas cubicas y nódulos de hematita.

Formación Miahuatepec: Los siguientes 388 metros de la Sección II corresponden a la formación Miahuatepec. Consiste de una sucesión de mudstone con geometría tabular, en espesores de 5 a 20 cm y estructuras sedimentarias incipientes de laminación paralela, ondulada, *pin stripe* y desarrollo de nódulos de hematita, además de Wackestone, packstone y grainstone con geometrías tabulares, lenticulares y acanaladas, en espesores de 0.5 a 3.10 m y estructuras sedimentarias de gradación normal, laminación paralela, convoluta, ondulada, cruzada, rizaduras, flamas, escapes de agua (?), *rip-up clast*, intraclastos, fragmentos esqueléticos no diferenciados, bases erosivas simples y ligera a moderada bioturbación. Además de brechas calcáreas en espesores de 0.30 a 20 m con geometrías acanaladas y estructuras sedimentarias de gradación normal y ocasionalmente inversa, fragmentos no diferenciados de conchas, gasterópodos, corales, rudistas y braquiópodos completos, con clastos e intraclastos de tamaños de 2 mm a 3 m. La sucesión presenta intercalaciones de lentes y bandas, hacia la cima presenta nódulos de pedernal, ocasionalmente presenta deformación sinsedimentaria.

CAPÍTULO V.- ANÁLISIS DE FACIES

Durante la presente investigación se utilizaron diferentes metodologías, que en combinación proporcionan información sobre la configuración paleoambiental y paleodinámica de los procesos y ambientes de depósito. Se utilizó el análisis de facies por su capacidad como herramienta en la interpretación de rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, complementándolo con el análisis de microfacies para su mejor comprensión.

V.1.- FACIES DE LA FORMACIÓN ZAPOTITLÁN

Se proponen seis facies para caracterizar los sedimentos correspondientes a la cima de la Formación Zapotitlán en las secciones I y II. A continuación, se presenta la leyenda y la columna de facies (Figura V.1, 2 y 3).









































Facies		Estructuras sedimentarias	
 Fzp1	 Fzp2	 Fzp3	 Laminación ondulada
 Fzp4	 Fzp5	 Fzp6	 Laminación paralela
Litología			 Laminación Pin stripe
 Calizas	 Margas		 Laminación convoluta
 Arenisca	 Arenisca conglomerática		 Rizaduras
 Brecha			 Gradación normal
Componentes texturales			 Litoclastos
 Arenas	 Lodo calcáreo		 Estratificación lenticular
 Fragmentos esqueléticos	 Ooides		 Slump
 Equinodermos	 Litoclastos		 Socavamiento
Abundancia		Asociación de facies	
Observada	Inferida	TF: Turbiditas de grano fino	 Pirita cubica
		D: Detritos	 Nódulo de hematita
		S: Slumps	 Nódulo de pedernal
			 Lente/banda de pedernal
			 Thalassinoide
			 Planolite
			 Rudista
			 Gasterópodo
			 Fragmentos indiferenciados
			 Amonita

Figura V.1.- Leyenda para las secciones I y II de la Formación Zapotitlán.

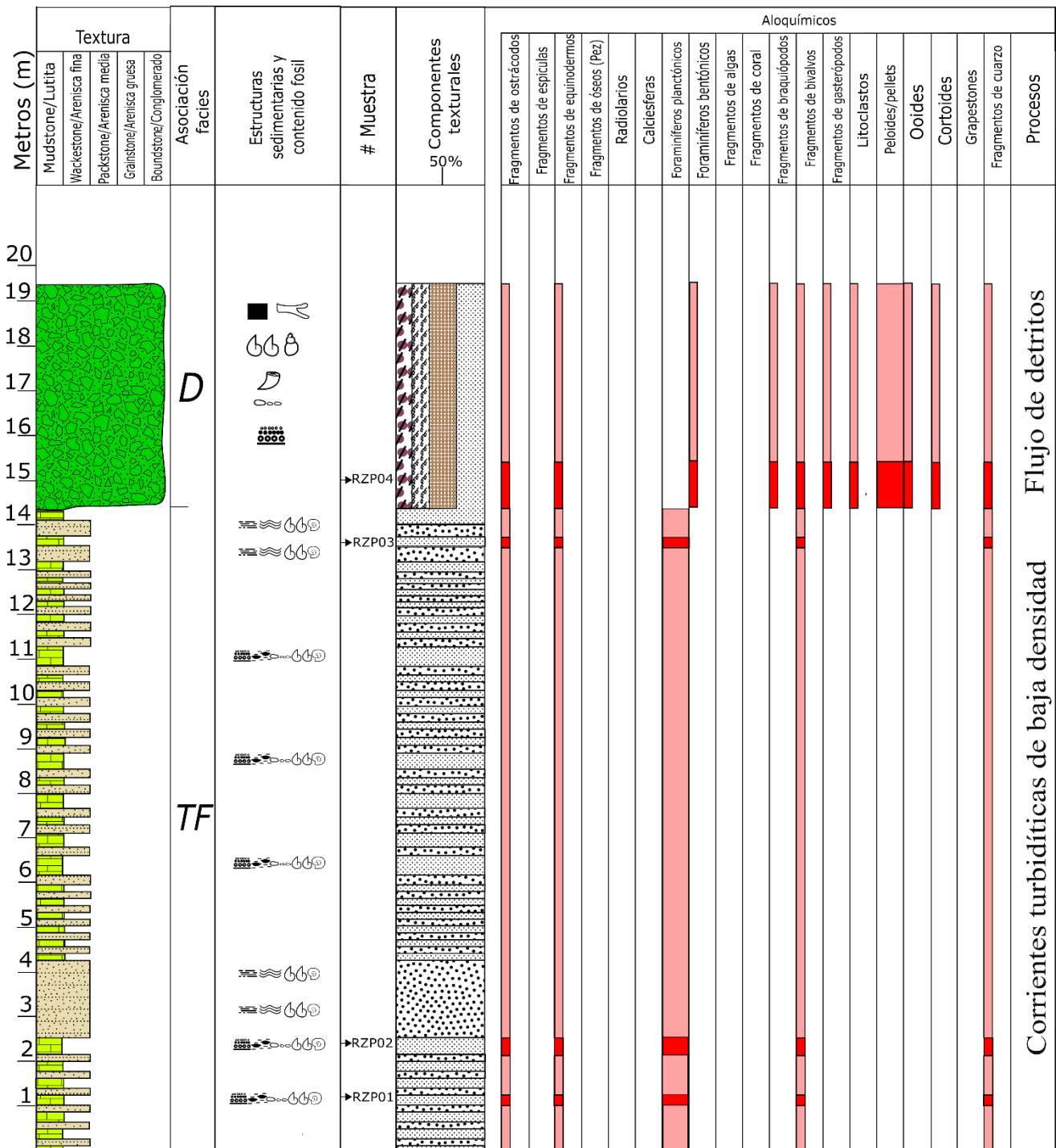


Figura V.2.- Columna de facies para la sección I, se muestra el porcentaje textural de abundancia de aloquímicos observados; además, se presenta una textura para sedimentos híbridos, por lo cual, se muestra la clasificación textural siliciclásticas de Pettijohn (1957) y su equivalente carbonatado de Dunham (1962)

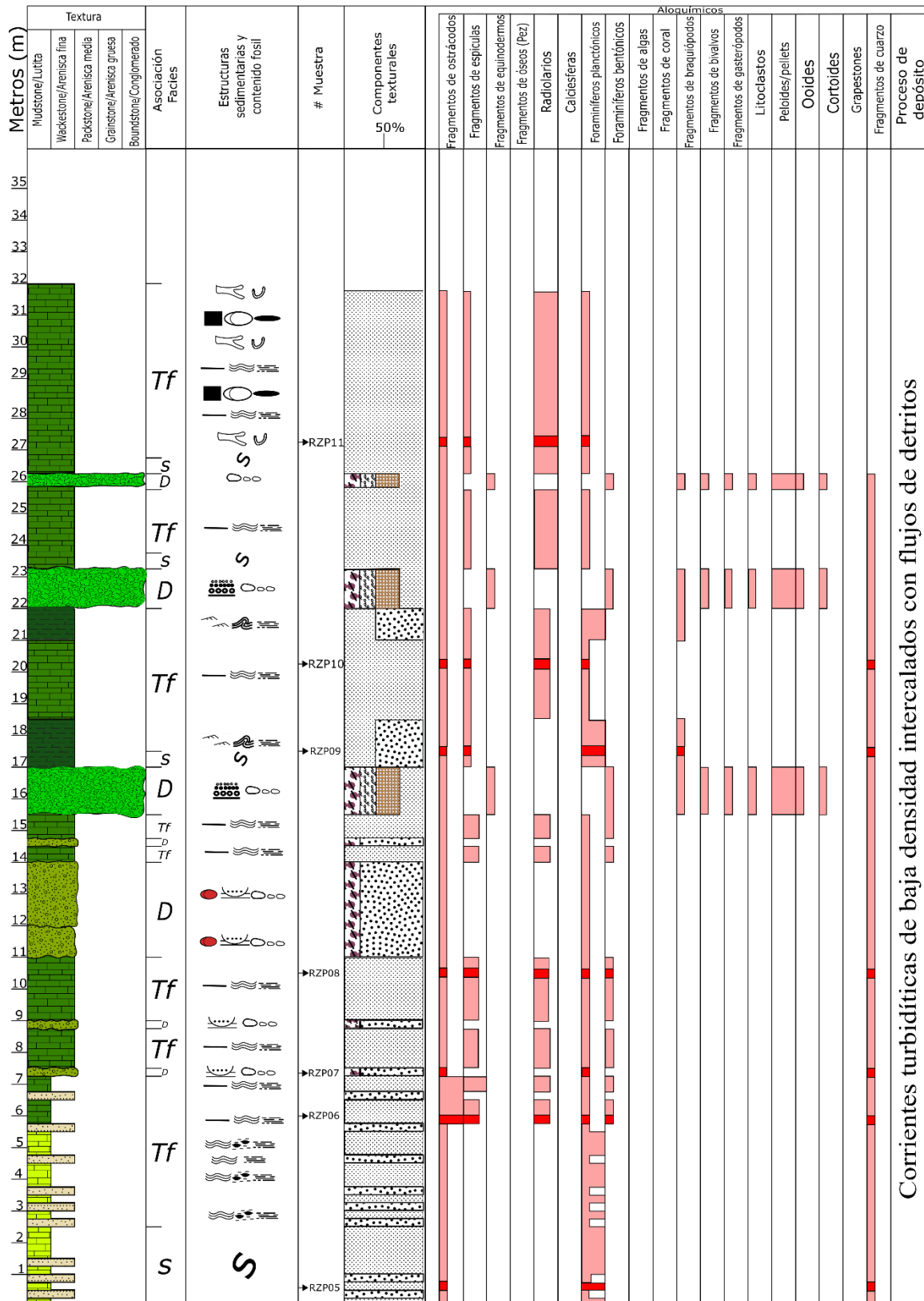


Figura V.3.- Columna de facies para la sección II, donde se muestra el porcentaje textural de abundancia de aloquímicos observados. además, se presenta una textura para sedimentos híbridos, por lo cual, se muestra la clasificación textural siliciclásticas de Pettijohn (1957) y su equivalente carbonatado de Dunham (1962)

Facies de arenisca fina-muy fina (*Fzp1*): Se encuentra compuesta por estratos de areniscas finas a muy finas con clastos subredondeados a subangulares con alto grado de esfericidad, muy bien seleccionadas con una fábrica isotrópica cementadas por carbonatos. Los estratos tienen espesores de 2 a 20 cm con bases onduladas y cimas planas, geometría tabular, así como forma lenticular discontinua; presenta una tonalidad marrón oscuro a la intemperie (5YR 3/2) y marrón en roca sana (7.5YR 4/3). Comúnmente se observa laminación paralela y una burda laminación ondulada y rizaduras incipientes hacia la cima; también es posible encontrar amonoides completos y fragmentados reemplazados con hematita. Corresponde a las Facies T_0 de la secuencia de Stow. (Figura V.4).



Figura V.4.- Facies T_0 de la secuencia de Stow en areniscas finas a muy finas que muestran las bases onduladas y cimas planas.

Facies de mudstone (*Fzp2*): Compuesto por caliza mudstone con espesores de 10 a 40 cm, presenta un color de meteorización gris oscuro (2.5Y 3/1) y de roca sana gris (2.5Y 5/1); exhiben una geometría tabular y lenticular discontinua con cimas y bases onduladas. Comúnmente presenta gradación normal incipiente, nódulos de lodo; en ocasiones se encuentran amonitas completas moderadamente conservadas con matriz calcárea y tamaños

<5 cm (Figura V.5), fragmentos esqueléticos no diferenciados e intraclastos con tamaños <5 mm. Corresponde a las facies $T_{6,7}$ de la secuencia de Stow.



Figura V.5.- Amonita (flecha) con matriz calcárea de las Facies Fzp2.

Facies de brecha calcárea ($Fzp3$): Compuesta por brechas calcáreas en estratos de 0.30 a 4 m, presentan un color de meteorización gris (5Y 5/1) con matices amarillos (10YR 8/8) y de roca sana gris (10YR 5/1). Comúnmente se observa gradación normal de clastos de mudstone, wackestone y areniscas, de dimensiones 1 a 90 cm, finas a muy finas. Los clastos tienen bordes angulares a redondeados, de baja y alta esfericidad de selección muy pobre a moderada con una fábrica isotrópica. Además, se pueden encontrar rudistas y gasterópodos fragmentados y completos contenidos dentro de una matriz arenosa y calcárea. Hacia la cima de los estratos presenta bioturbación con índice $BI-2$ con icnogéneros de *Thalassinoides*, además de concreciones y pirita cubica (Figura V.6). No corresponde a ninguna de las facies de la secuencia de Stow.

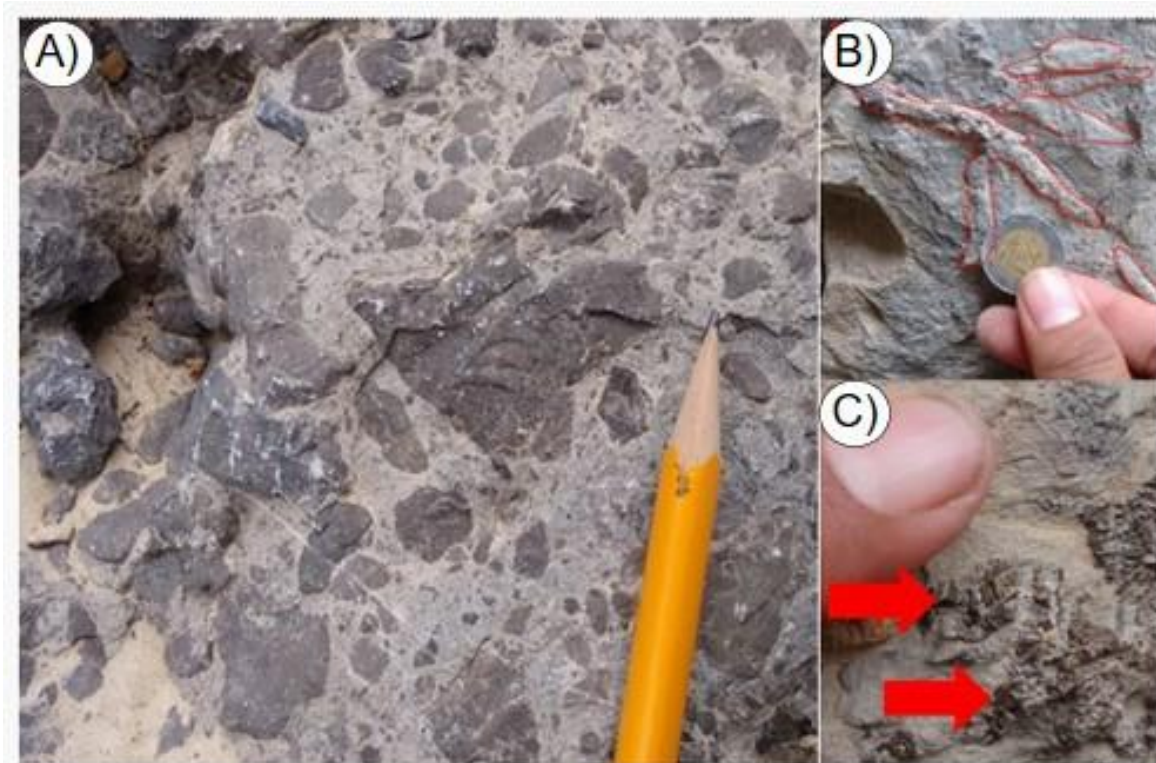


Figura V.6.- A) Brecha calcárea asociada a un flujo de escombros donde se observan clastos de mudstone-wackestone, muy pobremente seleccionado, la matriz corresponde a una textura packstone; B) *Thalassinoides* C) Piritas cúbicas presentes hacia la cima del estrato (señalados con las flechas).

Facies de arenisca conglomerática (Fzp4): Arenisca conglomerática cementada por carbonatos, en estratos de 5 a 20 cm de espesor con geometrías tabulares y lenticulares, de color marrón oscuro (5YR 3/2) y de roca sana marrón (7.5YR 4/3). Presenta clastos pobremente seleccionados de wackestone de 0.5 a 30 cm de diámetro, subredondeados a bien redondeados con baja y alta esfericidad (Figura V.7). Generalmente se observa laminación paralela, ondulada, marcas de socavamiento y ocasionalmente nódulos de hematita. No corresponde a ninguna de las facies de la secuencia de Stow.



Figura V.7.- Arenisca conglomerática, se observan clastos de wackestone dentro de una matriz arenosa (señalados con las flechas).

Facies de wackestone (*Fzp5*): Wackestone en estratos de 10 a 40 cm de espesor con una geometría tabular y lenticular continua, con bases onduladas y cimas planas. Presenta un color de meteorización gris (5Y 6/1) y de roca sana gris claro (5Y 7/1). Comúnmente se presentan estructuras sedimentarias incipientes de laminación paralela, ondulada y *pin stripe*. Ocasionalmente llega a presentar una intensidad de bioturbación *BI-1*, identificándose los icnogéneros de *Planolites cf* y *Thalassinoides*. Se observan nódulos de hematita y nódulos y bandas pedernal de color blanco (2.5Y 8/1) y gris oscuro (2.5Y 4/1). Corresponde a las facies $T_{5,6}$ y T_8 de la secuencia de Stow (Figura V.8).

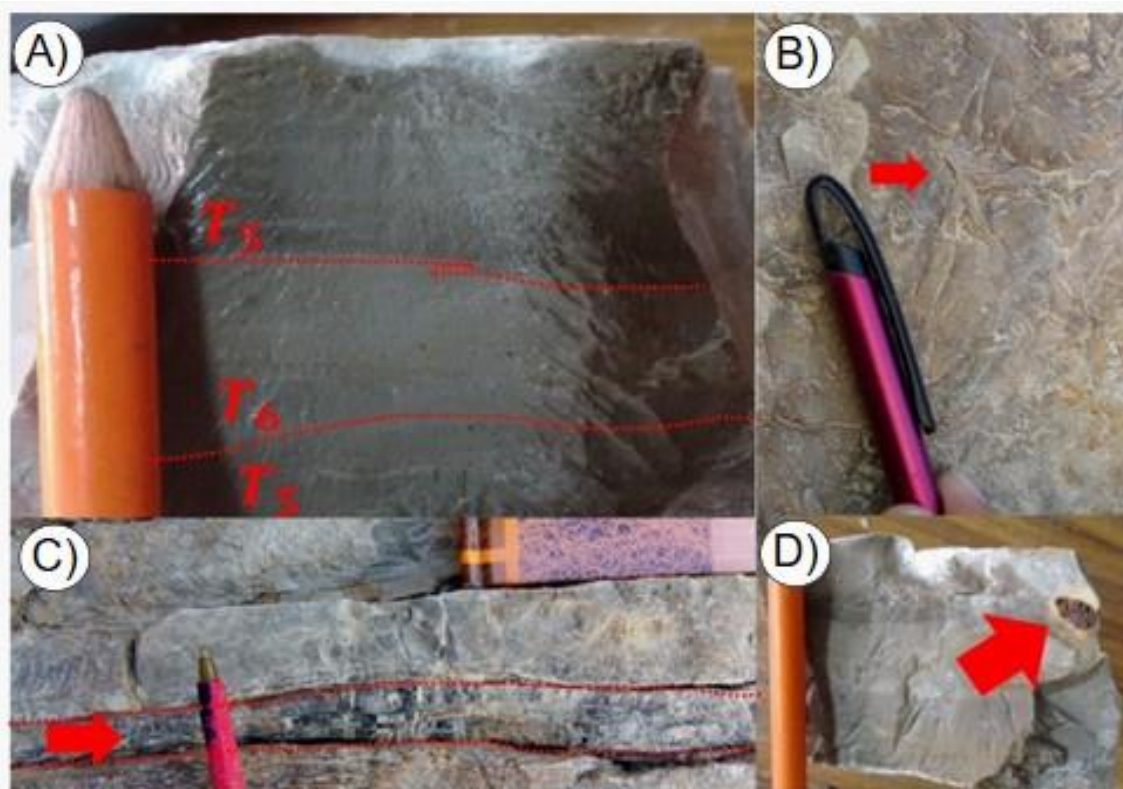


Figura V.8.- A) Facies de Stow $T_{5,6}$ y T_8 ; las flechas rojas señalan, B) *Planolite* cf, facies T_8 ; C) banda de pedernal de color negro y D) nódulo de hematita

Facies de margas (Fz_{p6}): Estratos de margas de 5 a 10 cm de espesor con geometría tabular con bases y cimas onduladas. Exhibe una tonalidad gris muy oscuro a la intemperie y de roca sana (10YR 3/1), además de recristalización de calcita entre algunos planos laminados. Comúnmente se presentan laminación paralela, ondulada, convoluta y rizaduras y una burda gradación normal. Corresponde a las facies $T_{1,2}$ y T_3 de la secuencia de Stow (Figura V.9).



Figura V.9.- Facies de Stow $T_{1,2,y3}$ presentes en litologías de margas.

MICROFACIES DE LA FORMACIÓN ZAPOTITLÁN

Microfacies de mudstone (mfz1): Mudstone con abundantes foraminíferos planctónicos, fragmentos de ostrácodos comunes y trazas de foraminíferos bentónicos, fragmentos de equinodermos, bivalvos, además de fragmentos de cuarzo detríticos angulosos a subredondeados con baja esfericidad (<1%), desarrolla ocasionalmente crecimiento de microesparita en la matriz, además de pirita diseminada y en forma de agregados de framboides. Ocasionalmente presenta un índice de bioturbación *BI-1*. Esta microfacies se observó en las muestras Rzp02,03 y 05, localizadas en la sección I y II (Figuras V.10).

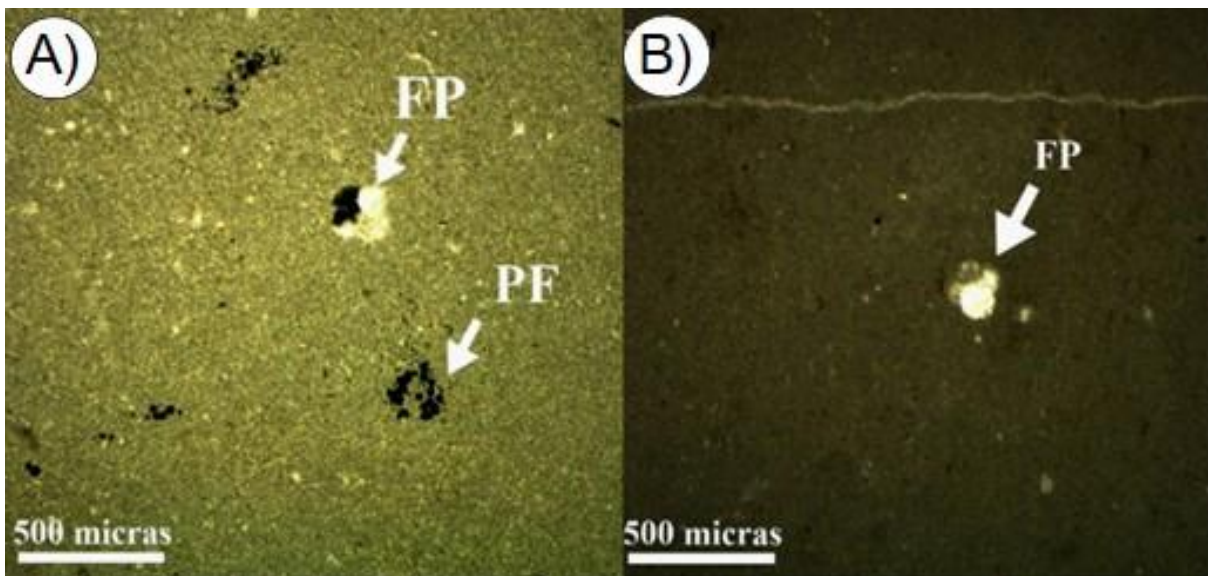


Figura V.10.- Microfacies mfz1, A) Mudstone con foraminíferos planctónicos (FP) y pirita framboidal (PF) con crecimiento de microesparita (Muestra Rzp02); B) Mudstone con foraminíferos planctónicos sin crecimiento de microesparita (Muestra Rzp05). La posición de las muestras en la columna se presenta en las figuras V. 2 y 3.

Microfacies de packstone (mfz2): Packstone de abundantes peloides y pellets con escasos intraclastos y trazas de foraminíferos bentónicos (biseriales, aglutinados y miliólidos), cortoides, ooides y fragmentos de equinodermos, bivalvos, gasterópodos, braquiópodos y ostrácodos y de cuarzo (<3%) (Figura V.11). Desarrolla cementante de esparita en bloque y pseudoesparita dentro de algunos aloquímicos, ocasionalmente se reconoce pirita diseminada y en framboides. Exhibe una intensidad de bioturbación *BI-1*.

Esta microfacies se puede apreciar en la muestra Rzp04 localizada en la Sección I.

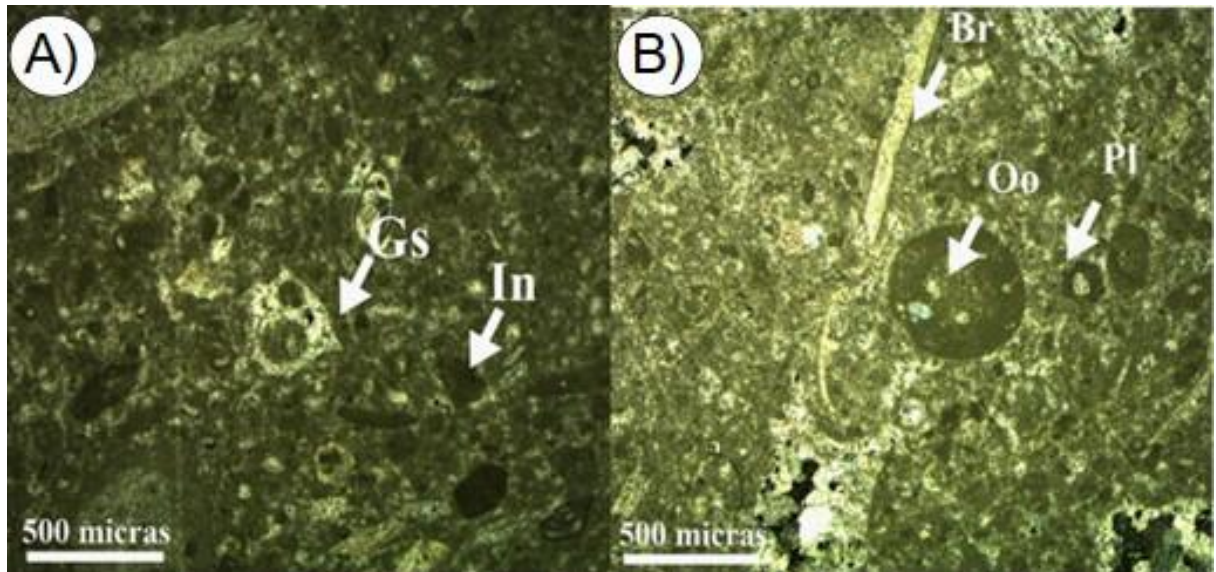


Figura V.11.- Microfacies mfz2; A) Packstone de abundantes pellets/peloides (Pl), intraclastos (In) y fragmentos de gasterópodos (Gs); B) Se observan fragmentos de braquiópodos (Br), ooides radiales con núcleos de intraclastos (Oo) y fragmentos de cuarzo detríticos en su corteza. Ambas fotomicrografías corresponden a la muestra Rzp4. La posición de la muestra en la columna se presenta en la figura V.3.

Microfacies de mudstone y wackestone (mfz3): Mudstone y wackestone de abundantes a comunes radiolarios y espículas calcitizadas, escasos a trazas foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, fragmentos de equinodermos y ostrácodos, que en ocasiones se hacen abundantes, además de fragmentos de cuarzo detrítico (<3%) (Figura V.12). Exhibe pirita diseminada y en forma de agregados de framboides, ocasionalmente fracturas rellenas de esparita en bloque, además de pedernal diagenético pre-fracturamiento.

Esta microfacies se observa en las muestras Rzp06, Rzp07, Rzp08, Rzp10 y Rzp11 localizadas en la sección II.

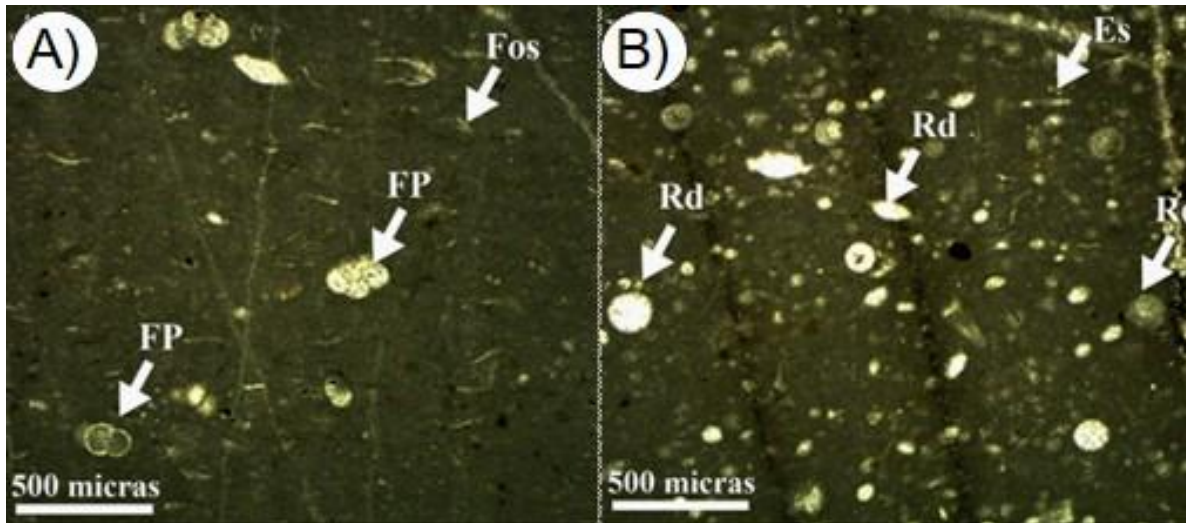


Figura V.12.- Microfacies mfz3; A) Wackestone de foraminíferos planctónicos (FP) y fragmentos de ostrácodos (Fos) (Muestra Rzp08); B) Wackestone de radiolarios (Rd) y fragmentos de espículas (Es) (Muestra Rzp10). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V. 3.

Microfacies de margas (mfz4): Margas con abundantes foraminíferos planctónicos, escasos fragmentos de ostrácodos y trazas de fragmentos de espículas y posibles braquiópodos (?), además de fragmentos de cuarzo (<3%) (Figura V.13). Exhibe pirita diseminada y en agregados de framboides en la matriz y en ciertos foraminíferos planctónicos. Generalmente presenta una fábrica anisotrópica de laminación subparalela con aporte de terrígenos del ~60% y un ~40% de carbonatos.

Esta microfacies se aprecia en la muestra Rzp09 de la sección II.

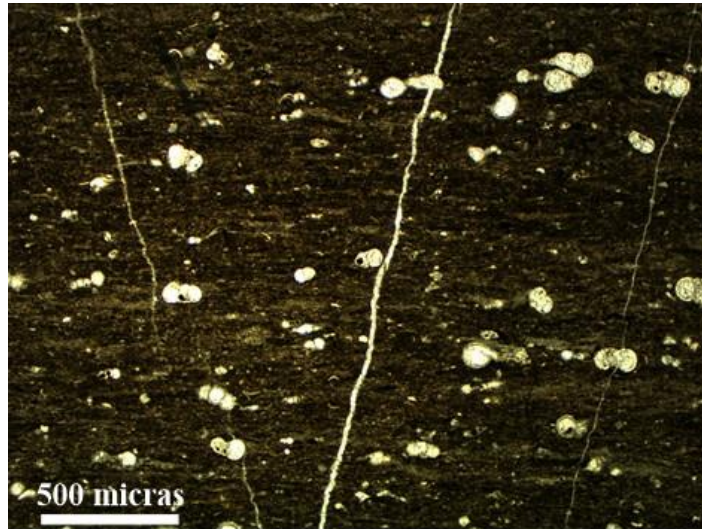


Figura V.13.- Microfacies mfz4, marga con abundantes foraminíferos planctónicos, (Muestra Rzp09). La posición de la muestra en la columna se presenta en la figura V.3.

V.2.- FACIES DE LA FORMACIÓN MIAHUATEPEC

Se proponen cuatro facies para la formación Miahuatepec con base en su litología y sus estructuras sedimentarias.

A continuación, se presenta la leyenda y columnas de facies de la formación Miahuatepec para la sección II (Figuras V.14 y 15).

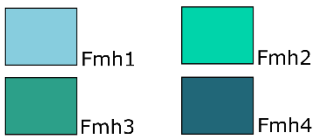

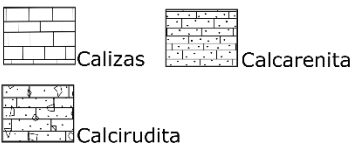
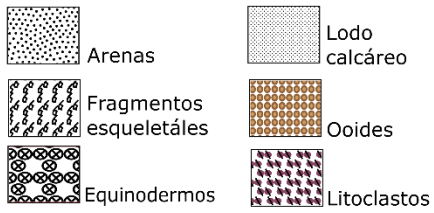
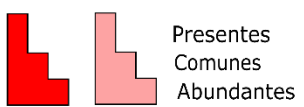
Facies		Estructuras sedimentarias	
	<p>Fmh1 Fmh2</p> <p>Fmh3 Fmh4</p>		<p>Thalassinoide</p> <p>Rudista</p> <p>Gasterópodo</p> <p>Coral</p> <p>Fragmentos indiferenciados</p>
<p>Litología</p>  <p>Calizas Calcarenita</p> <p>Calcirudita</p>			
<p>Componentes texturales</p>  <p>Arenas Lodo calcáreo</p> <p>Fragmentos esqueléticos Ooides</p> <p>Equinodermos Litoclastos</p>			
<p>Abundancia</p> <p>Observada Inferida</p>  <p>Presentes</p> <p>Comunes</p> <p>Abundantes</p>		<p>Asociación de facies</p> <p>C: Canal</p> <p>L: Levee</p> <p>P: Pelágica</p> <p>S: Slumps</p>	

Figura V.14.-Leyenda para la sección II de la formación Miahuatepec.

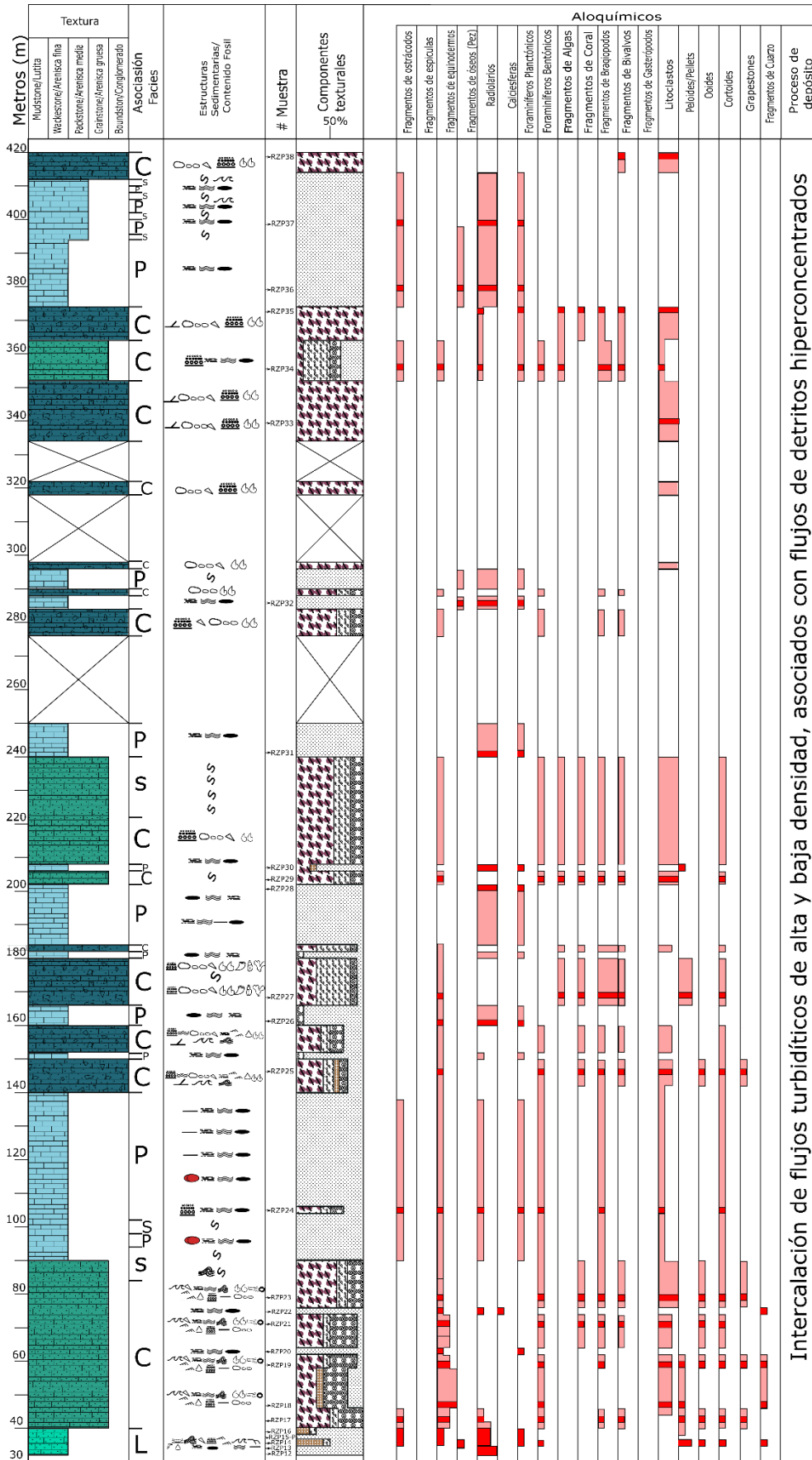


Figura V.15.- Columna de facies para sección II de la formación Miahuatepec, se muestra el porcentaje textural de abundancia de aloquímicos observados.

Facies de pelagitas (*Fmh1*): Compuestos por estratos de mudstone y wackestone en espesores de 5 a 20 cm con geometrías tabulares, presentan un color gris oscuro (GLEY1 4) de roca sana y de meteorización, se presentan intercalaciones de bandas y lentes pedernal de color negro (GLEY1 2.5) y negro azulado (GLEY1 3) (Figura V.16), exhibe estructuras sedimentarias incipientes de laminación paralela, *pin stripe* y nódulos de hematita.



Figura V.16.-Facies de pelagitas con texturas mudstone con presencia de lentes de pedernal.

Facies de calcarenitas de grano fino (*Fmh2*): Se encuentran compuestos por depósitos de calcarenitas de grano fino en estratos de 5 a 40 cm de espesor con geometrías tabulares, de color gris (GLEY1 6) y gris oscuro (GLEY1 4) de roca sana y meteorización respectivamente, ocasionalmente con tonalidades amarillas (10YR 7/8), intercalados se presentan bandas y lentes pedernal de color de negro (GLEY1 2.5).

Exhiben estructuras sedimentarias de laminación paralela, ondulada, convoluta y *pin stripe* rizaduras, estructuras de corte y relleno, flamas, volcanes de arena (?), fallas sinsedimentarias extensionales y *rip up clast*, en ocasiones presentan gradación normal y bases erosivas simples (Figura V.17) además de ligera bioturbación con un índice *BI-1* de icnogéneros de *Trypanites cf (?)*. Presenta facies de la secuencia de Bouma $T_{c,d,e}$, $T_{b,d,e}$, ocasionalmente horizontes de facies T_a .

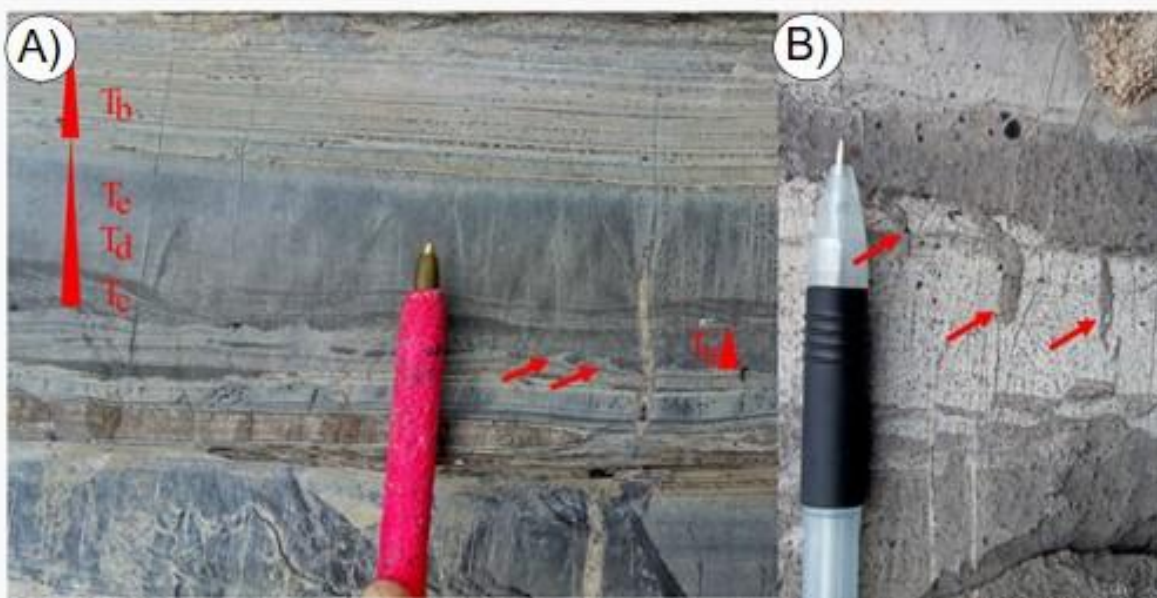


Figura V.17.- Facies de calcarenitas de grano fino a) Presenta facies T_a , las flechas señalan estructuras de flamas, además de facies $T_{c,d,e}$ y T_b de la Secuencia de Bouma; B) Icnogéneros de *trypanites cf (?)* señalado con flechas rojas, además de *rip up clast* hacia la parte inferior.

Facies de calcarenitas de grano grueso (*Fmh3*): Se encuentran compuestos por depósitos de calcarenitas de grano grueso en estratos de 0.10 a 3.10 m con geometría tabular, lenticular y acanalada, presentan color gris (2.5 Y), gris oscuro (GLE Y1 4) y marrón oliva claro (2.5Y 5/1) en roca sana y meteorizada; esporádicamente se presentan intercalaciones de bandas y lentes pedernal de color negro (GLE Y1 2.5).

Exhiben estructuras sedimentarias de gradación normal y ocasionalmente inversa, laminación paralela, convoluta, ondulada, cruzada y *pin stripe*, rizaduras, flamas, volcanes de arena (?), *rip-up clast*, fragmentos esqueléticos no diferenciados, estructuras de rampa y litoclastos (intraclastos y clastos carbonatados). Se presentan con una fábrica isotrópica con partículas angulares a redondeadas, con baja y alta esfericidad, de pobre a moderadamente seleccionada. Presenta facies de la secuencia de Bouma $T_{a,b,c,e}$, $T_{a,b}$, $T_{a,b,d}$ y ocasionalmente facies completas $T_{a,b,c,d,e}$ (Figura V.18).

Presenta moderada bioturbación con un índice *BI-3* de icnogéneros de *Thalassinoides* y *Ophiomorpha* (Figura V.19). De acuerdo con la clasificación de Johansson y Stow (1995),

esta facies presenta intraclastos de lutitas (*rip up clast*) B1, B2 y A3, con formas alargadas ovoidales, buen redondeamiento y baja esfericidad con tamaños de 5 a 30 cm (Figura V.20).

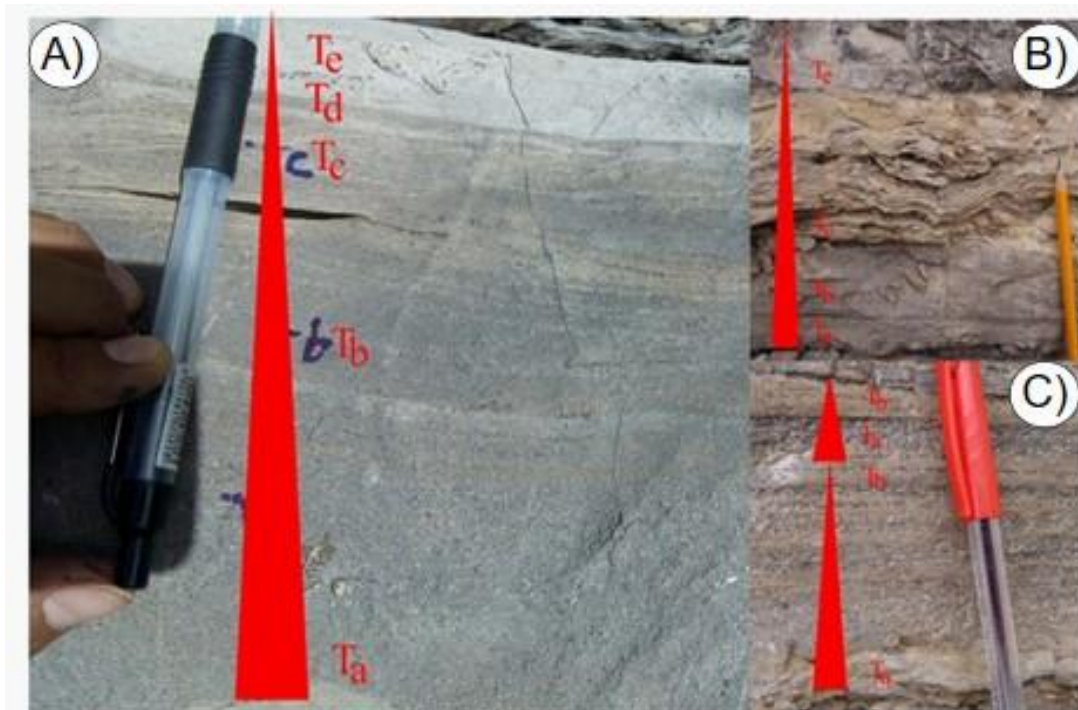


Figura V.18.- Horizontes de la secuencia de Bouma presentes dentro de las facies de calcarenita gruesa, A) Secuencia completa de Bouma $T_{a,b,c,d,e}$; B) Facies $T_{a,b,c,e}$ y C) Facies $T_{a,b}$.

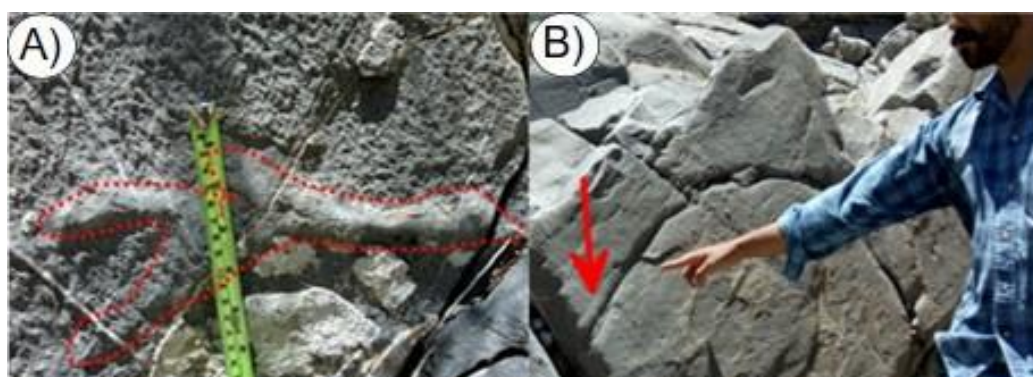


Figura V.19.- Facies T_d de la Secuencia de Bouma la cual presenta bioturbación identificándose los siguientes icnogéneros: A) *Thalassinoides* y (B) *Ophiomorpha*.

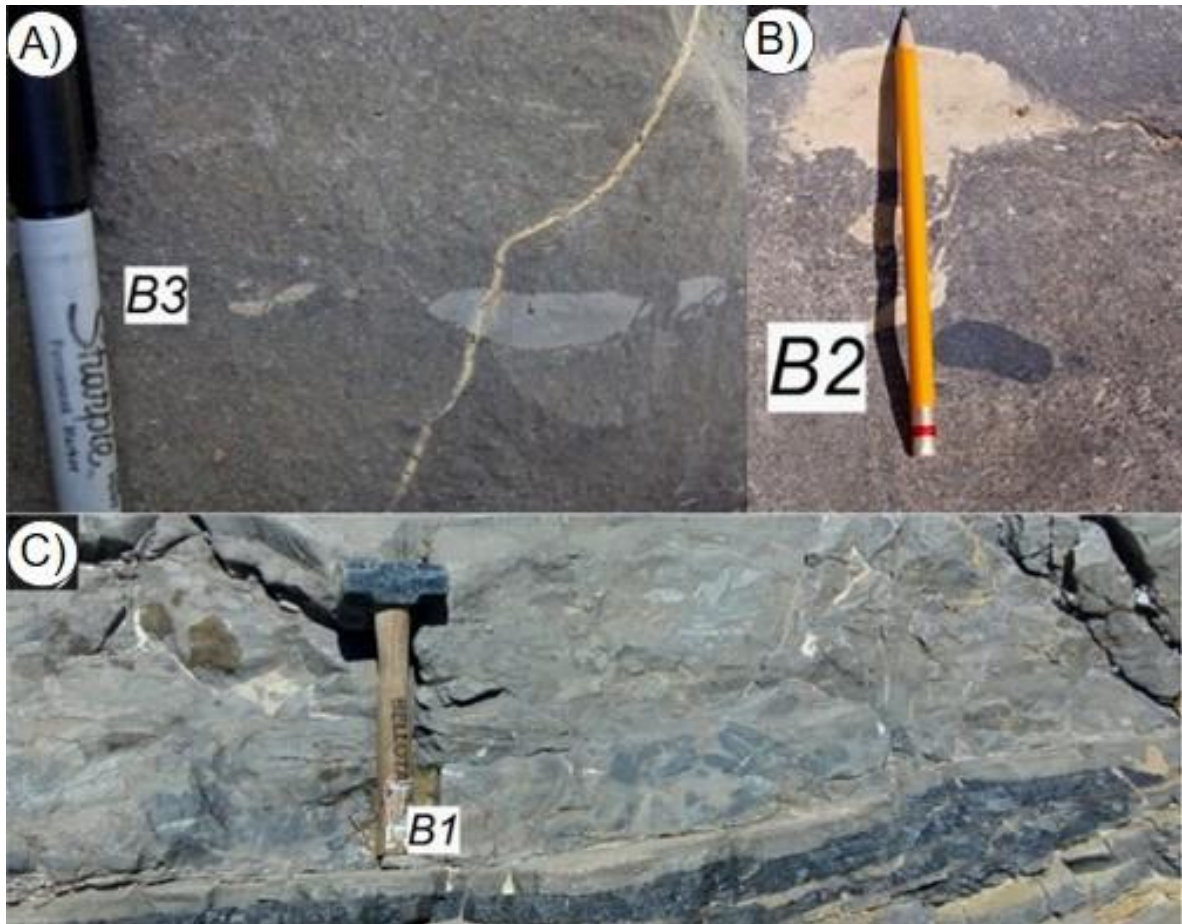


Figura V.20.- *Rip up* clast en la formación Miahuatepec y su clasificación según el esquema de Johanson y Stow (1995) en facies de calcarenitas A) B3, B) B2 y C) B1.

Facies de calciruditas (*Fmh4*): Se encuentra compuesta por depósitos de calciruditas en espesores de 0.30 a 20 m con geometrías acanaladas, exhibe color gris (2.5 Y), gris oscuro (GLEY1 4) y marrón amarillento claro (10YR 6/4) de roca sana y meteorización, ocasionalmente se observan lentes, bandas y/o nódulos de pedernal de color negro (GLEY1 2.5).

Exhiben estructuras sedimentarias de gradación normal y ocasionalmente inversa con bases erosivas simples, litoclastos y fragmentos esqueléticos no diferenciados. Presenta fábrica anisotrópica con partículas subangulares a redondeadas con alta y baja esfericidad, muy pobremente a moderadamente seleccionado con tamaños de 0.2 mm hasta los 3 m (Figura V.21). Además de gasterópodos, corales, rudistas y braquiópodos completos moderadamente

conservados. Algunas texturas de intraclastos identificados varían de wackestone, mudstone, packstone y grainstone.

De acuerdo con la clasificación de Johansson y Stow (1995) (Ver Figura II.5) esta facies presenta intraclastos de lutitas (*rip up clast*) B2 y A3, con formas tipo ovoidal, bien redondeadas y ocasionalmente muy angulares y tamaños de 2 a 35 cm.

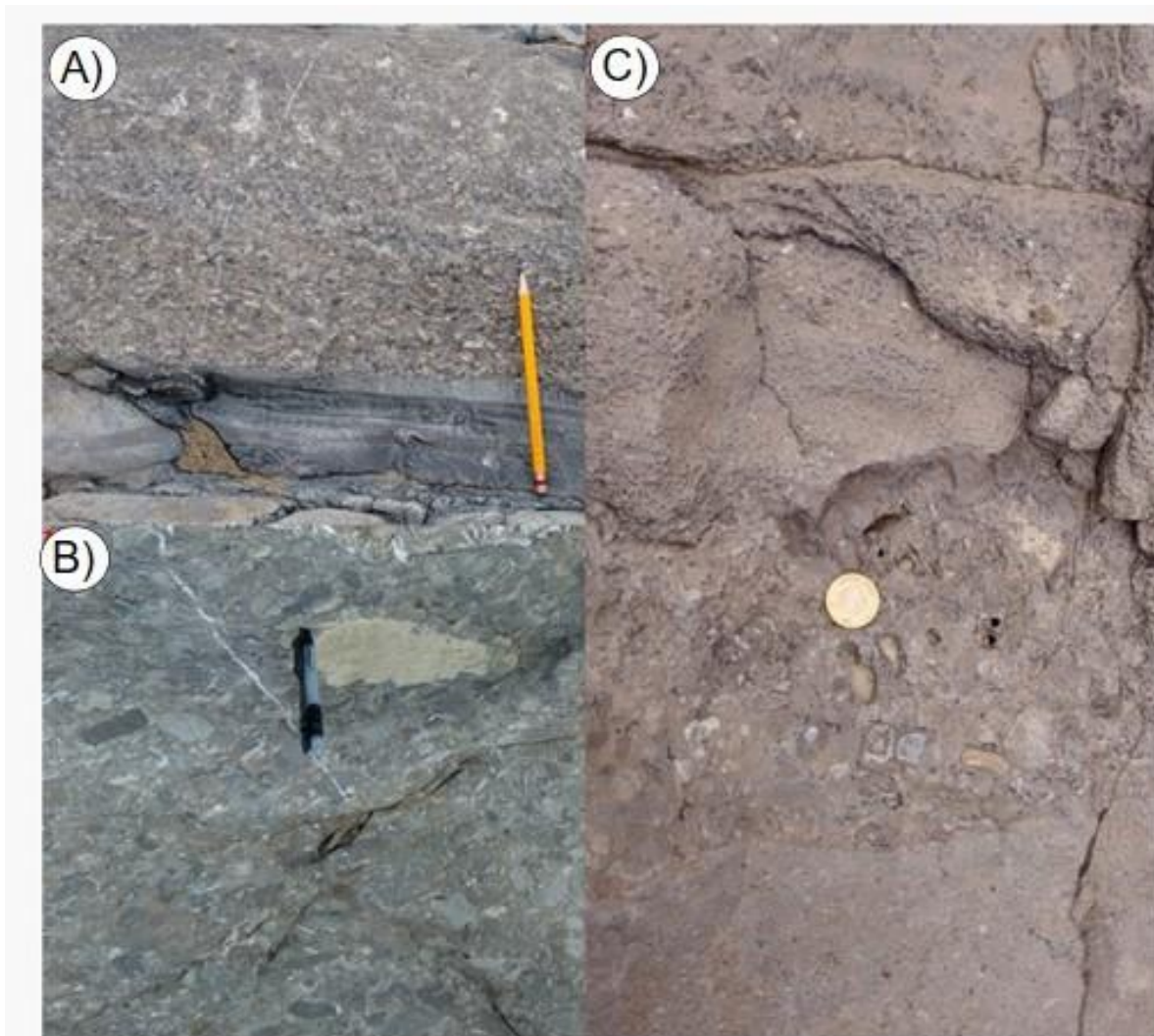


Figura V.21.- Facies de calciruditas; A) Fragmentos esqueléticos no diferenciados y litoclastos; B) Con abundantes litoclastos C) con presencia de fragmentos completos de rudistas y litoclastos.

MICROFACIES DE LA FORMACIÓN MIAHUATEPEC

Microfacies de wackestone-packstone (mmh1): Wackestone y packstone con abundantes a comunes radiolarios, trazas de fragmentos de equinodermos y foraminíferos planctónicos. En ocasiones se observa común colomiélidos y trazas de calciesferas, espículas y fragmentos de ostrácodos y pez, presenta una matriz micrítica y pedernalosa (Figura V.22).

En ocasiones exhibe crecimiento de dolomita zoneada de tipo porfirotópico, euhédrico e inequigranular.

Esta microfacies se observa en las muestras Rzp12, 13, 14,15,15P,16, 20,24, 26, 30 32,34,36 y 37, localizadas en la sección II.

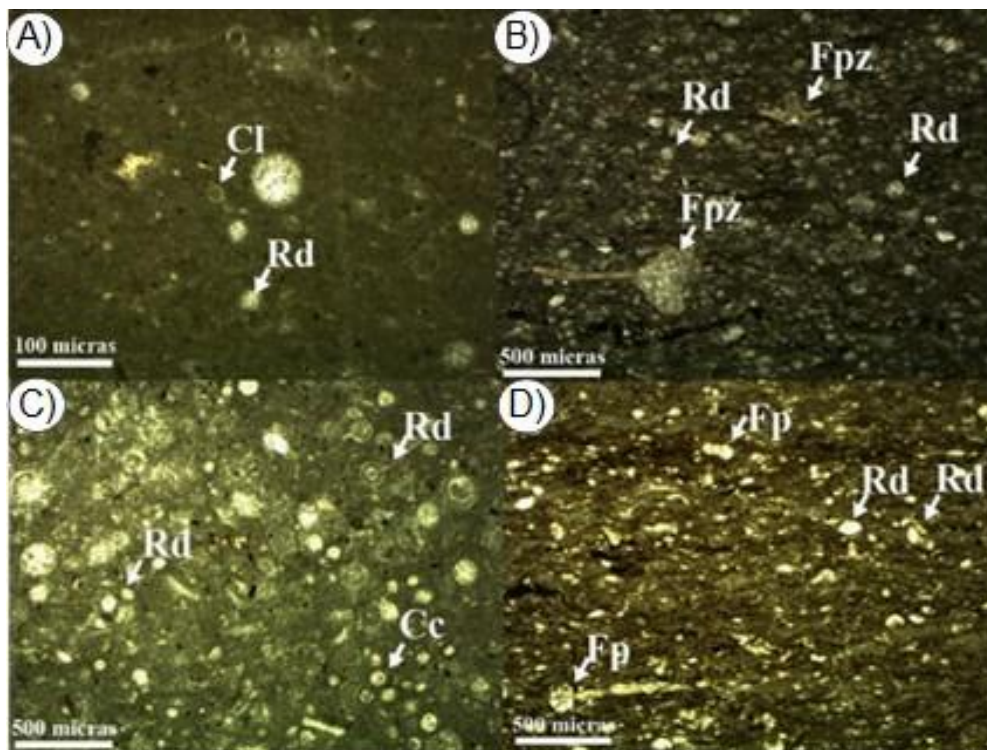


Figura V.22.- A) Wackestone de radiolarios comunes (Rd) con trazas de colomiélidos (Cl) (Muestra Rzp13); B) Packstone con abundantes radiolarios (Rd) y trazas de fragmentos de pez (Fpz) (Muestra Rzp36); C) Wackestone con abundantes radiolarios (Rd) con trazas de calciesferas (Cc) (Muestra Rzp22); D) Wackestone con abundantes radiolarios (Rd) con trazas de foraminíferos planctónicos (Muestra Rzp35). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.

Microfacies de grainstone y packstone de peloides (mmh2): Grainstone y packstone de abundantes peloides, trazas de foraminíferos bentónicos, cortoides, fragmentos de equinodermos y cuarzo (Figura V.23), ocasionalmente, escasos foraminíferos planctónicos y trazas de radiolarios y colomiélidos, presenta cementante de tipo sintaxial. Exhibe estructuras de gradación normal e inversa, laminación convoluta y rizaduras, por ocasiones, ligera laminación paralela.

Los aloquímicos exhiben una fábrica anisotrópica con características subangulares a redondeados con baja y alta esfericidad y dimensiones <200 µm, de moderada a bien seleccionada, en contactos planares y en ocasiones cóncavo - convexo.

Estas microfacies se observan en las muestras Rzp10, 14, 15P, 16 y 22.

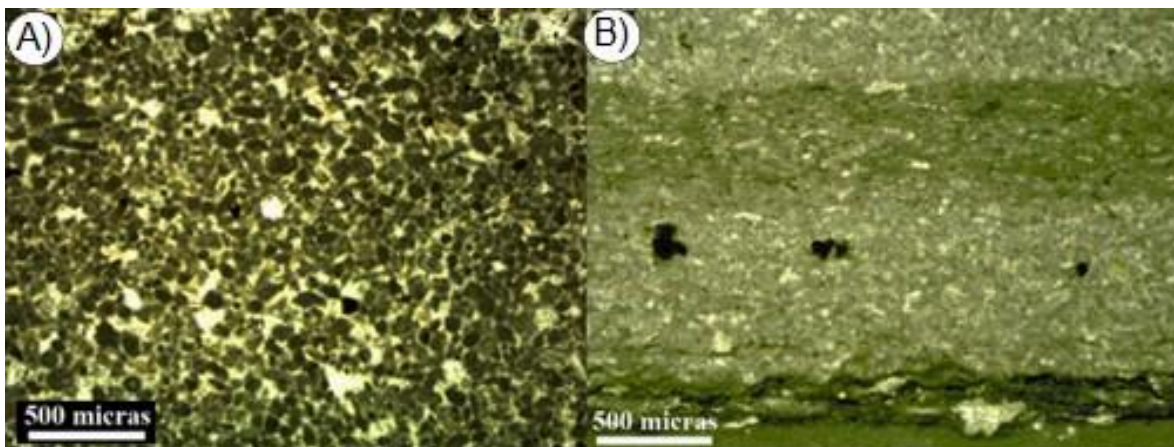


Figura V.23.- A) Grainstone de abundantes peloides (Muestra Rzp14); B) Packstone laminado de abundantes peloides (Muestra Rzp16). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.

Microfacies de grainstone y packstone de intraclastos (mmh3): Grainstone y packstone de abundantes a comunes intraclastos y fragmentos de equinodermos con trazas de ooides, peloides, cortoides, foraminíferos bentónicos, corales, grapestones, fragmentos de bivalvos, braquiópodos y cuarzo. Ocasionalmente, se observan abundantes fragmentos de bivalvos y braquiópodos y escasos peloides y trazas de foraminíferos planctónicos y radiolarios (Figura V.24). Algunos fragmentos de bivalvos presentan evidencia de perforación por organismos. Regularmente presenta cementante de tipo sintaxial y en ocasiones cementante de calcedonia, así como dolomita zoneada, euhédrica e inequigranular de tipo porfirotóxico.

Los aloquímicos exhiben una fábrica isotrópica con características angulares a redondeados con baja y alta esfericidad y dimensiones <2 mm, de pobre a moderadamente seleccionada, contactos de tipo cóncavo - convexo y suturados. Presenta gradación normal y ocasionalmente inversa y ligera laminación paralela.

Estas microfacies se observan en las muestras Rzp17,18,19, 21, 23, 24, 29, 30 y 34, localizadas en la sección II.

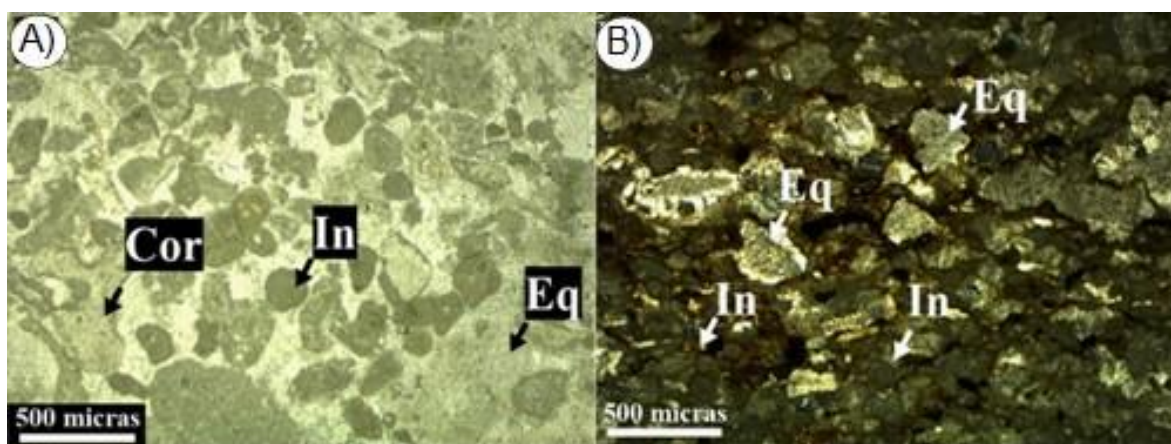


Figura V.24.- A) Grainstone de intraclastos comunes (In) y fragmentos de equinodermos (Eq) con trazas de cortoides (Cor) (Muestra Rzp17); B) Packstone de intraclastos (In) y fragmentos de equinodermos (Eq) (Muestra Rzp19). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.

Microfacies de rudstone-floatstone (mmh4): Rudstone y floatstone con abundantes a comunes intraclastos y fragmentos de bivalvos con escasos fragmentos de equinodermos y trazas de braquiópodos, peloides, ooides, grapestones, cortoides, foraminíferos bentónicos, algas y corales (Figura V.25).

Se encuentra cementada por esparita en bloque y sintaxial; inusualmente se observa cementante de calcedonia y dolomita zoneada, euhédrica e inequigranular de tipo porfirotóxico, además de matriz micrítica con presencia de radiolarios.

Presentan partículas subangulares a redondeados con alta y baja esfericidad con dimensiones >2 mm, de pobre a moderadamente seleccionada con contactos puntuales, planares y en menor proporción cóncavos-convexos.

Es común observar fragmentos de bivalvos con evidencia de bioturbación, cementante de tipo espada y calcedonia; los intraclastos presentan texturas de packstone, grainstone, wackestone y mudstone (Figura V.26), algunos intraclastos presentan características de grietas de disolución.

Esta microfacies se observan en las muestras Rzp25, 27, 33, 35 y 38, localizadas en la sección II.

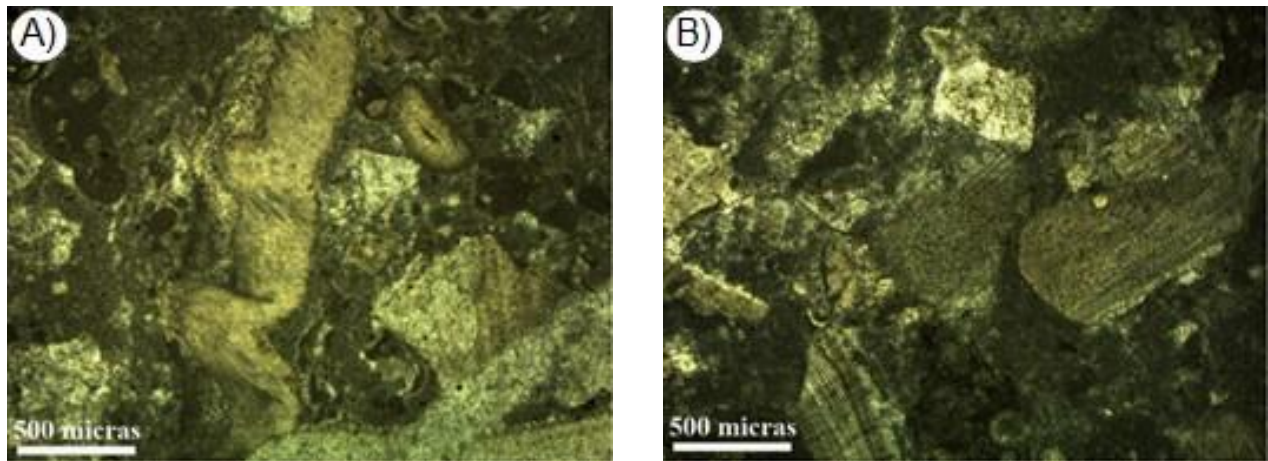


Figura V.25.- Ejemplos de la microfacies mmh4: A) Floatstone, con un fragmento de braquiópodo e intraclastos (Muestra Rzp25); B) Floatstone con presencia de fragmentos de equinodermos, braquiópodos e intraclastos (Muestra Rzp27). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.

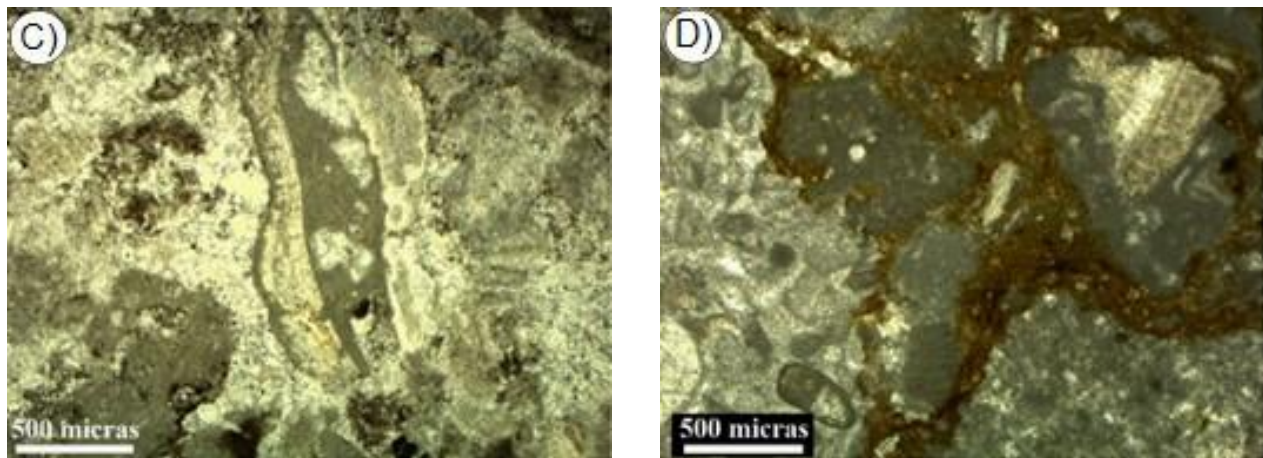


Figura V.26.- A) Rudstone con intraclastos con fragmentos de braquiópodos y equinodermos (Muestra Rzp35); B) Rudstone-Floatstone con intraclastos dentro de una matriz micrítica con presencia de radiolarios (Muestra Rzp38). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V.15.

V.3.- ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN ZAPOTITLÁN

TURBIDITAS DE GRANO FINO (TF): Se encuentra compuesta por una intercalación de estratos de areniscas de grano fino a muy fino (facies *Fzp1*), calizas (facies *Fzp2* y *Fzp5*) y margas (facies *Fzp6*) de geometría tabular y lenticular de 2 a 40 cm de espesor.

La presencia de estructuras de laminación paralela, ondulada, convoluta, *pin stripe*, rizaduras y gradación normal incipiente, permite interpretarlos como depósitos por flujos turbidíticos de baja densidad de grano fino a partir de la identificación de las facies de la secuencia de Stow $T_{0,1,2,3,5,6,7,8}$ (Stow y Shanmugam, 1980).

De acuerdo con Stow y Bowen (1980), estos depósitos se forman a partir de flujos turbidíticos de baja densidad con velocidades que oscilan entre 10 a 15 cm/s; se asocian a un depósito de movimiento traccional y desaceleración de flujo (Sanders, 1965), presentando un comportamiento reológico pseudoplástico (Mulder y Alexander, 2001), finalizando con una sedimentación distal por acreción del material que viajaba como carga de fondo, mientras que el sedimento en suspensión comienza a depositarse.

La baja abundancia de icnogeneros de *Thalasinoides* y *Planolites* nos indican un depósito en zonas distales (Uchman y Wetzel, 2012) con condiciones episódicas de oxigenación en los sedimentos (Pemberton y Frey, 1982).

Microfacies de turbiditas de grano fino (tf): A nivel de microfacies, las turbiditas de grano fino están compuestas por texturas de mudstone, wackestone y margas de abundantes a escasos foraminíferos planctónicos y radiolarios, corresponden a las microfacies *mfz1*, *mfz3* y *mfz4*. Se asocian principalmente a sedimentación por decantación pelágica sobre material arrastrado, previamente depositado y procedente de zonas más someras. Con base en las microfacies, se determinó un ambiente marino cercano al borde de talud, como lo indica la presencia de radiolarios y espículas (Kiessling, 1996), pero con influencia de ambientes más someros.

ASOCIACIÓN DE DETRITOS (D): Compuesto por depósito de brechas calcáreas (facies *Fzp2*) ligeramente alineadas, soportada por matriz calcáreo y areniscas de grano fino, a su vez, exhibe gradación normal de clastos de calizas y areniscas.

De acuerdo con Middleton y Hampton (1973) estos depósitos de brechas calcáreas se forman a partir de un flujo laminar de detritos cohesivos con competencia significativa. Middleton y Southard (1984) consideran para este tipo en brechas calcáreas, consecuencia de flujos con viscosidad alta y baja velocidad, siendo transitorio a un flujo turbulento.

Su origen se relaciona probablemente a un deslizamiento de material de zonas más someras (Dott, 1963; Nardin *et al.*, 1979), probablemente derivados de una plataforma marina con aporte de terrígenos y desarrollo de parches arrecifales, incorporando a su paso fragmentos de la asociación de facies de Turbiditas de grano fino (*TF*) subyacente. Eventualmente, dentro de un lóbulo turbidítico, el flujo pierde velocidad y se deposita de manera inmediata (*frictional freezing*, Lowe, 1982). La presencia de *Thalasinoides* hacia la cima indica una oxigenación esporádica y un aporte de nutrientes por la entrada de flujos de detritos procedentes de zonas someras y mejor oxigenadas.

Asociados los depósitos de brechas calcáreas (facies *Fzp2*) se presentan depósitos de areniscas conglomeráticas con clastos de calizas (*pebbly mudstone*, Crowell, 1957) (facies *Fzp4*). Estos depósitos de areniscas conglomeráticas se forman por flujos de detritos de baja velocidad, no turbulentos. Su origen se relaciona probablemente por deslizamiento de sedimentos no consolidados y depositados próximos a estos desplazamientos (López-Gamundi, 1994).

Microfacies de detritos(d): Se analizó la composición de la matriz de los flujos de detritos a nivel de microfacies. La matriz de los flujos de detritos cohesivos presenta textura packstone de abundantes peloides y pellets con escasos intraclastos. Corresponde a la microfacies *mfz2*.

Se establece tentativamente que los aloquímicos, de acuerdo a su composición, son resultado de la erosión de una plataforma marina somera, presentando condiciones de aguas cálidas con salinidad y energía variable, bordeada por parches arrecifales, además, de una mínima entrada de granos de cuarzo continental detrítico como exoclastos.

Los clastos de areniscas calcáreas (*pebbly mudstone*) exhiben microfacies *mfz3*, de la asociación de facies *TF*, presentan abundantes a comunes radiolarios y espículas. Se asocia al deslizamiento de material de lóbulos turbidíticos.

ASOCIACIÓN DE SLUMPS (S): Se encuentran compuestos por pliegues sinsedimentarios abiertos y cerrados con vergencia general al SW. Están conformados por las facies *Fzp1*, *Fzp2*, *Fzp5* y *Fzp6* de areniscas, calizas y margas limitados por unidades sin desorganización. Se interpretan principalmente como resultado del desplazamiento de material semiconsolidado en pendientes con ángulos variables.

V.4.- ASOCIACIÓN DE FACIES DE LA FORMACIÓN MIAHUATEPEC

ASOCIACIÓN DE CANAL (C): Se encuentra compuesto por estratos de calcarenitas de grano grueso en espesores de 0.10 a 3.10 m con geometría tabular, lenticular y acanaladas (facies *Fmh3*).

La presencia de estructuras de laminación paralela, convoluta, ondulada, cruzada y *pin stripe*, rizaduras, flamas, volcanes de arena (?), *rip-up clast*, fragmentos esqueletales no diferenciados, estructuras de rampa, litoclastos y moderada bioturbación de *Thalassinoides* y *Ophiomorpha*, permite interpretarlos como depósitos asociados a flujos turbidíticos de alta densidad, a partir de la identificación de las facies de la secuencia de Bouma $T_{a,b,c,e}$, $T_{a,b}$ y $T_{a,b,d}$ y ocasionalmente facies completas $T_{a,b,c,e,d}$ (Bouma, 1962).

Las litofacies previas están asociadas a estratos de calciruditas en espesores de 0.30 a 20 m con geometría tabulares levemente acuñadas (facies *Fmh4*).

La presencia de estructuras de gradación normal y ocasionalmente inversa, litoclastos, fragmentos esqueletales no diferenciados, además de gasterópodos, corales, rudistas y braquiópodos moderadamente conservados, permiten interpretarlas como depósitos por flujos de detritos.

De acuerdo con Payros y Pujalte (2008) estos depósitos se forman a partir de corrientes turbidíticas de alta densidad asociados con flujos hiperconcentrados de detritos. Colacicchi y Baldanza (1986) establecen que este tipo de flujos presentan una baja eficiencia y capacidad de transporte como resultado de una alta fricción interna.

Las facies de canal se asocian principalmente al transporte y relleno de material de zonas más someras, probablemente, derivados de una plataforma marina carbonatada con parches arrecifales transportados hacia ambientes más profundos. De acuerdo con Colacicchi y Baldanza (1986) la morfología de los clastos y la matriz homogénea es resultado de la pérdida de la energía cinética y de la capacidad de transporte y erosión del flujo, culminando con un depósito repentino. A su paso, incorporó fragmentos procedentes de lechos con sedimentos de facies profundas (facies *Fmh1*) (*Rip up clast*).

La presencia de los icnogéneros *Thalassinoides* y *Ophiomorpha* hacia la cima de los estratos indican un acarreo de organismos, oxigenación esporádica y aporte de nutrientes, probablemente arrastrados por eventos de tormenta (Crimes, 1977; Wetzel, 2008).

De acuerdo con Johansson y Stow (1995) la clasificación *B1*, *B2* y *A3* de intraclastos (*rip up clast*) observados, indican condiciones de canal posiblemente dentro de un complejo de abanicos.

Microfacies de canal (c): A nivel de microfacies se encuentran compuestas por texturas grainstone y packstone de abundantes a comunes intraclastos y fragmentos de equinodermos, correspondiente con las microfacies *mmh3*. Rudstone y floastone con abundantes a comunes intraclastos y fragmentos de bivalvos de las microfacies *mmh4*. Ocasionalmente presentan texturas mudstone y/o wackestone de abundantes a comunes radiolarios con trazas de foraminíferos planctónicos de las microfacies *mmh1*.

Las estructuras sedimentarias presentes a nivel microfacial se asocian principalmente a depósitos por flujos turbidíticos carbonatados (Calizas alodápicas, Meischner, 1964) (microfacies *mmh3*) y a depósitos de calcidebritas (Flügel, 2004) (microfacies *mmh4*), principalmente de aloquímicos que previamente se acumularon en zonas más someras y transportados a zonas más profundas, seguidos por una sedimentación por decantación pelágica y lodo carbonatado (microfacies *mmh1*) sobre material transportado.

Con base en la composición de los aloquímicos, se establece tentativamente que éstos proceden de una zona de aporte de plataforma interior, externa y de frentes de parches arrecifales semiconsolidados dentro de una plataforma carbonatada, transportados a través de canales hacia zonas más profundas.

ASOCIACIÓN DE LEVEE (L): Se encuentra compuesto por estratos de calcarenitas de grano fino en espesores de 5 a 40 cm con geometría tabular (*facies Fmh2*). De acuerdo con Payros y Pujalte (2008) el tamaño de granos y la presencia de estructuras de laminación paralela, ondulada, convoluta, *pin stripe*, rizaduras, estructuras de corte y relleno, flamas, volcanes de arena (?), fallas sinsedimentarias extensionales, *rip up clast* y ocasionalmente gradación normal y bioturbación ligera de *Trypanites*, permite interpretarlos como depósitos por flujos turbidíticos carbonatados de baja densidad en levees y/o cercano a zona de

intercanales. Se pueden identificar los horizontes $T_{c,d,e}$ y $T_{b,d,e}$ de la secuencia de Bouma, ocasionalmente horizontes de facies T_a (Bouma, 1962). La presencia ocasional de horizontes de facies T_a y las estructuras presentes, indicarían un depósito en zonas proximales de Levee (Ej. Kane y Hodgson, 2011).

Microfacies de levee (l): Las microfacies asociadas están compuestas por texturas grainstone y packstone de abundantes peloides. Los aloquímicos presentan dimensiones $<200 \mu\text{m}$ (microfacies *mmh2*), además de texturas mudstone y wackestone de abundantes a comunes radiolarios con trazas de foraminíferos planctónicos (microfacies *mmh1*).

Las estructuras sedimentarias presentes se asocian principalmente a depósitos por flujos turbidíticos carbonatados (Calizas alodápicas de Meischner, 1964) (microfacies *mmh2*), intercalados con sedimentos por precipitación pelágica y lodo carbonatado (microfacies *mmh1*) sobre material arrastrado, que previamente se depositó en zonas más someras.

Con base en la composición de los aloquímicos, se establece tentativamente una zona de aporte procedente de un margen de plataforma carbonatada interna, semibordeada y con comunicación al mar abierto.

ASOCIACIÓN PELÁGICA (P): Se encuentra compuesta por estratos de mudstone y wackestone con geometría tabular en espesores de 5 a 20 cm, presentan ligera laminación paralela y *pin stripe* (facies *Fmh1*). De acuerdo con las características observadas, corresponden a depósitos por sedimentación de material en suspensión y precipitación de lodo carbonatado, además, como parte de la sedimentación distal por acreción del material que viajaba como carga de fondo en flujos turbidíticos y/o de detritos.

Microfacies pelágica (p): A nivel de microfacies están compuestas por texturas wackestone y packstone de abundantes a comunes radiolarios con trazas de foraminíferos planctónicos (microfacies *mmh1*). Se asocian principalmente a sedimentación pelágica de sedimentos en suspensión y precipitación de lodo carbonatado en condiciones de estabilidad y baja energía, y como parte de la sedimentación distal en flujos turbidíticos y/o de detritos de composición de aloquímicos de zonas someras.

Con base en las microfacies y las facies asociadas se interpretan como depósitos en el pie de talud.

ASOCIACIÓN DE SLUMPS: Consisten en unidades de 0.5 a 20 m de deformación sinsedimentaria limitados por estratos sin deformar hacia la cima y base. Se componen de pliegues rectos e inclinados con vergencia predominante SSE y SSW en facies de calcarenitas de grano fino-gueso y pelagitas. Son el resultado del desplazamiento de sedimentos inestables.

V.5.- EDAD DEL DEPÓSITO

El análisis de láminas delgadas de la formación Miahuatepec permitió identificar el siguiente contenido de microfósiles: *Calpionellepsella*, *Microcalamoides diversum* además de *Collomiella recta* y *mexicana* (microfacies *mmh1* y *mmh2*) (Figura V.27). La identificación de los ejemplares fue realizada por el Dr. Rafael A. López Martínez.

De acuerdo con la información bioestratigráfica de la formación Miahuatepec, se establece una edad de depósito Albiano Temprano, por la asociación de microfósiles presentes.

Por lo tanto, basado en la relación estratigráfica de superposición con la Formación Zapotitlán, podemos considerar una edad de depósito en el área de estudio para la cima de esta última de finales del Aptiano.

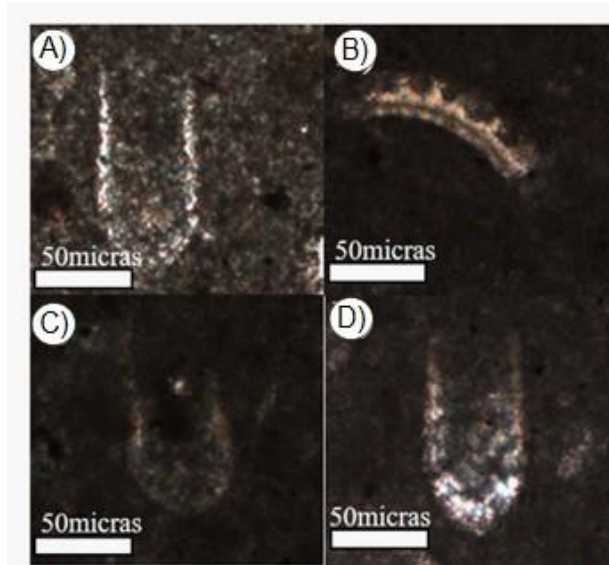


Figura V.27.- A) *Calpionellopsella*; B) *Microcalamoides diversum*; C) *Colomiella mexicana* y D) *Collomiella recta* (Muestras Rzp12, 13, 14). La posición de las muestras en la columna se presenta en la figura V. 15.

VI.- ANÁLISIS DE PIRITAS FRAMBOIDALES

A partir de la presencia de piratas framboidales en algunos estratos, se decidió utilizar la metodología propuesta por Wilkin *et al.* (1996) y Wignall y Newton (1998) para conocer su significado. La aplicación de esta metodología busca contribuir al entendimiento de las condiciones paleoambientales en la Cuenca de Zapotitlán durante su evolución.

El análisis está basado principalmente en la distribución del diámetro de framboides y las relaciones estadísticas de desviación estándar y el promedio de diámetros, por lo cual, la razón σ/M (desviación estándar/media) mide la dispersión y delimita las condiciones reductoras del ambiente sedimentario. Esta disposición responde directamente a cambios ambientales, condiciones de energía y oxigenación en las secuencias sedimentarias marinas, ya sea en la superficie, interior o por encima de la interfase sedimento-agua.

Bond y Wignall (2010) proponen condiciones reductoras y características de las piratas framboidales (Figura VI.1), además, aportan información de la distribución de tamaño, abundancia y textura de la pirita y su posible significado geológico.

Condiciones	Parámetro de los framboides	Fábrica sedimentaria
Euxínico: Persistencia en condiciones sulfurosas hacia la parte baja de la columna de agua	Pequeños con promedio de 3-5 μm y abundantes. Distribución estrecha.	Finamente laminado
Anóxico: Sin presencia de oxígeno en el agua de fondo por largos periodos	Pequeños con promedio de 4-6 μm y abundantes; presenta pocos framboides de tamaños mayores.	Finamente laminado
Disóxicas inferiores: Oxigenación débil en el agua de fondo	Con tamaños promedios de 6-10 μm , moderadamente comunes; presenta pocos framboides mas grandes	Finamente laminado con rara bioturbación
Disóxicas superiores: Restricción parcial de oxigenación en el agua de fondo	Moderadamente común a raros y con una amplia distribución de tamaños. Una pequeña proporción puede tener dimensiones menores de 5 μm	Microbioturbado. La bioturbación puede oscurecer la fábrica laminada.
Óxicas: Sin restricción de oxígeno	No presentan framboides. La presencia de pirita es rara.	Bioturbada y/o masiva

Figura VI.1.- Características principales de los framboides y sus condiciones redox durante el depósito. Modificado de Bond y Wignall, 2010.

Se realizó la identificación, medición y conteo de 1982 piritas framboidales en 9 muestras para la cima de la Formación Zapotitlán presentes en las secciones I y II (Figura VI.2).

Generalmente se encuentran presentes en formas esféricas perfectas, irregulares y arrugadas en un porcentaje <2%, dispersas y aglomerados en la matriz y dentro de fragmentos de equinodermos.

Muestra	Promedio(μm)	Desviación estándar	Framboides medidos
Rzp01	11.54	8.43	260
Rzp02	9.98	9.46	251
Rzp03	6.58	6.55	392
Rzp04	5.39	4.47	178
Rzp05	2.23	1.44	155
Rzp06	4.51	2.80	257
Rzp08	2.63	1.96	64
Rzp09	8.93	5.13	195
Rzp10	5.75	5.27	167
Rzp11	2.06	0.84	63

Figura VI.2.- Piritas framboidales de la Formación Zapotitlán, datos del diámetro promedio, desviación estándar y total de framboides encontrados en cada muestra, la posición de la muestra se presenta en las figuras VI.6 y 8

A continuación, se muestra la gráfica *Desviación estándar vs Promedio* para la Formación Zapotitlán (Figura VI.3).

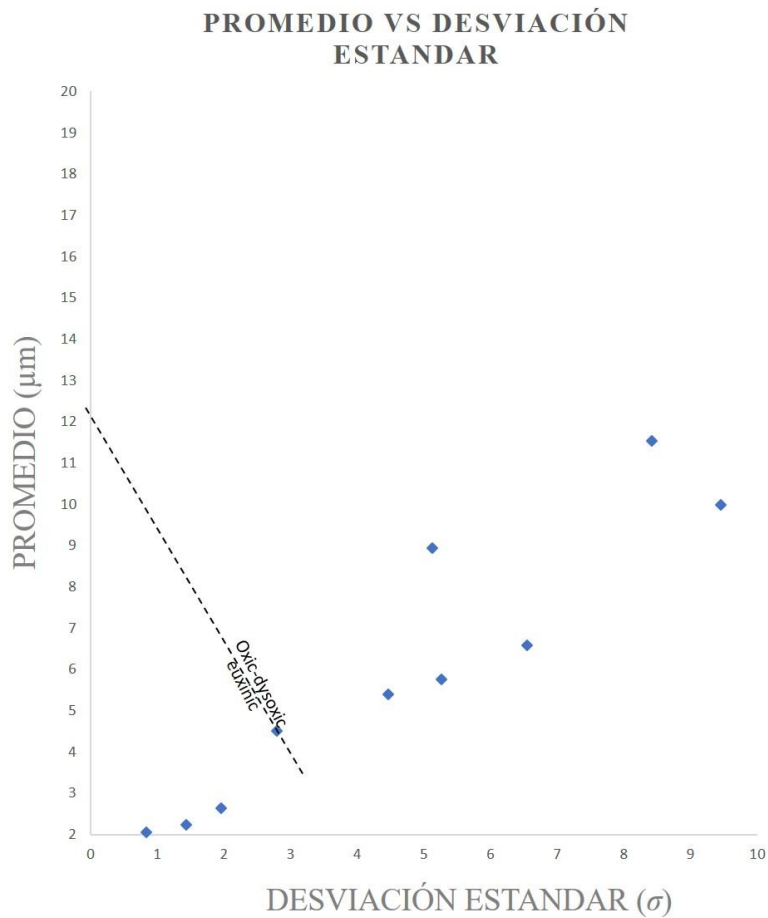


Figura VI.3.- Gráfica σ/M (desviación estándar/media) de las piritas framboidales para la Formación Zapotitlán (Sección I y II).

SECCIÓN I: Los framboides de piritas presentan tamaños máximos de 32, 52 y 55 μm , con diámetros mínimos de 1, 1.2 y 2.5 μm , y medias de 4,5,7.5 y 8.5 μm . Constituyen una población del 25 al 75 % entre 2.5-13 μm con formas sencillas y polimórficas, irregulares y en menor proporción arrugadas y esféricas perfectas (Figura VI.4). Se encuentran dispersos y aglomerados en la matriz y dentro de fragmentos de equinodermos. Ocasionalmente se pueden distinguir alteraciones diagenéticas dentro de estos framboides por recristalización de los mismos cristales de pirita.

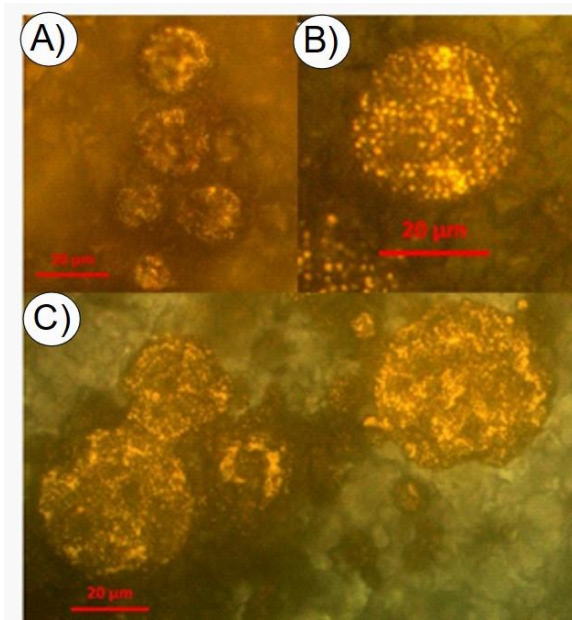


Figura VI.4.- Piritas framboidales con formas esféricas perfectas e irregulares en la sección I; A) Muestra Rzp01; B) Muestra Rzp02 y C) Muestra Rzp03, la posición de la muestra se presenta en la figura VI.6.

Con base en los datos obtenidos se determinaron condiciones disóxicas superiores con restricción parcial de oxígeno durante el depósito de la Formación Zapotitlán de la Sección I (Figura VI.5-6). Sin embargo, los depósitos de debritas calcáreas proporcionaron condiciones de oxigenación hacia la cuenca que adaptó escenarios para que organismos proliferaran y bioturban, como lo indica el desarrollo de los icnogéneros de *Thalassinoides*.

Facies	Estructuras sedimentarias
<p>Fzp1 Fzp2 Fzp3 Fzp4 Fzp5 Fzp6</p>	
<p>Litología</p> <p>Calizas Margas Arenisca Arenisca conglomerática Brecha</p>	
<p>Asociación de Facies</p> <p>TF: Turbiditas de grano fino D: Detritos S: Slumps</p>	

Figura VI.5.- Leyenda para las secciones I y II.

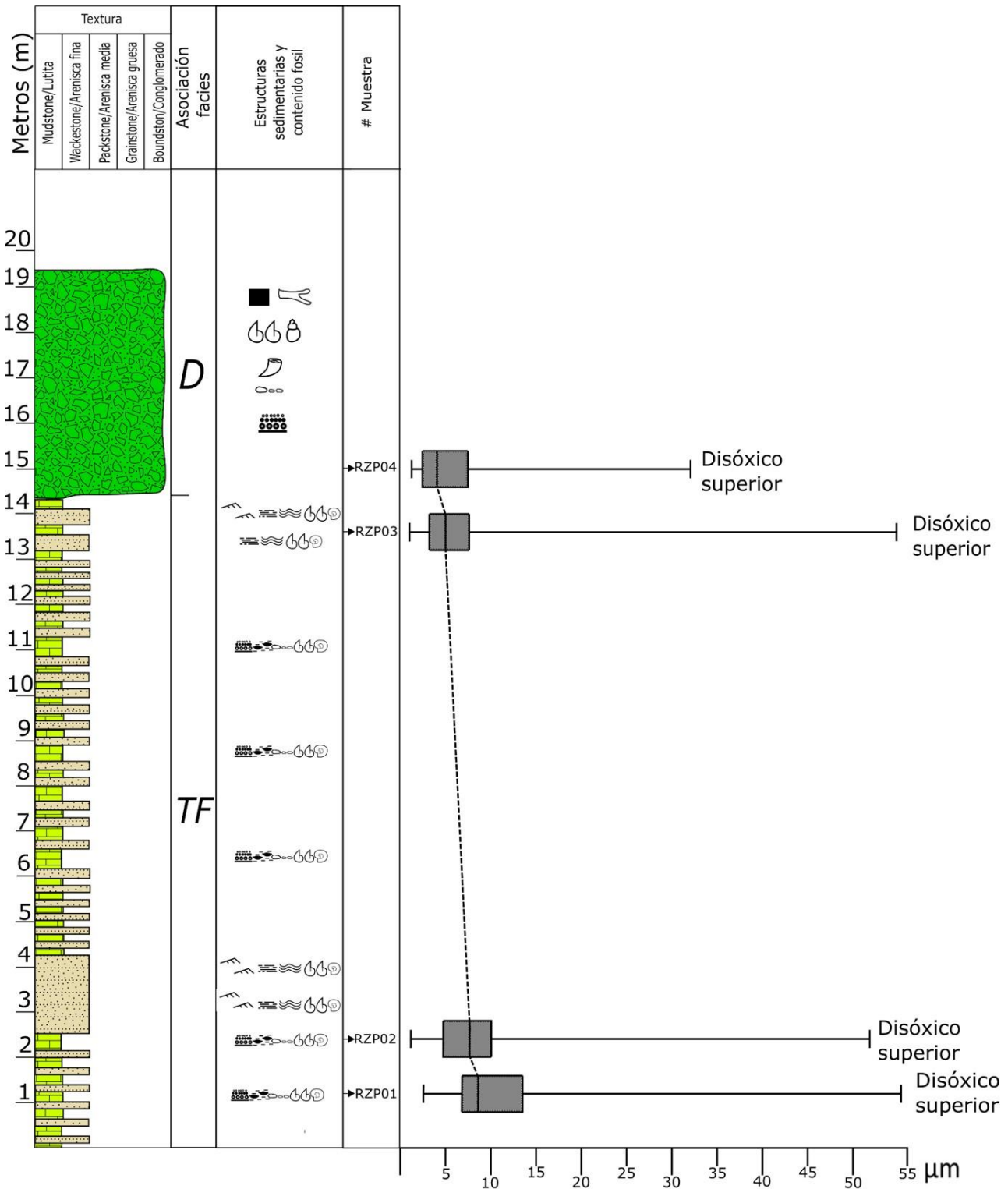


Figura VI.6.- Diagrama de caja y bigotes para las muestras de la sección I, donde se determinaron condiciones disóxicas superiores.

SECCIÓN II: Los framboides de piritas presentan tamaños máximos de 40 y 38 μm con mínimos de 0.9 y 1.5 μm y medias de 4 y 7.5 μm teniendo una población del 25 al 75 % entre tamaños de 2-10.5 μm , adicionalmente, una segunda asociación presenta tamaños máximos de 7.5, 9.5, 10, 18.5 μm y medias de 2 y 4 μm teniendo una población del 25 al 75 % de entre 1-6 μm . Presentan formas de framboides y poliframboides irregulares y en menor proporción formas arrugadas y esféricas perfectas, dispersas y aglomeradas en la matriz. Ocasionalmente se localizan dentro de foraminíferos planctónicos (Figura VI.7). Se pueden distinguir alteraciones diagenéticas dentro de algunos framboides por recrystalización de los cristales de pirita.

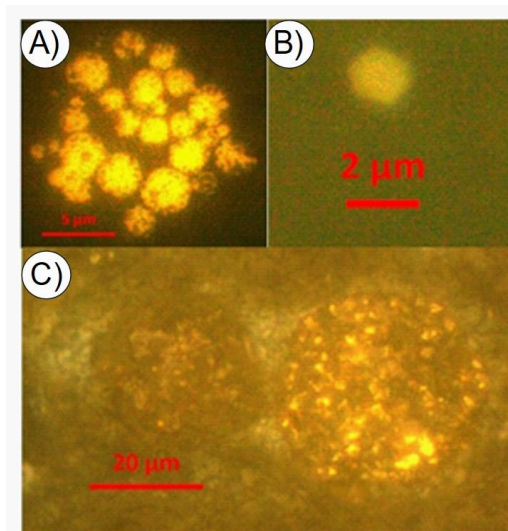


Figura VI.7.- Piritas framboidales con formas esféricas perfectas e irregulares en la Sección II; A) Muestra Rzp05 framboides irregulares; B) Muestra Rzp08, framboide con recrystalización de pirita y C) Muestra Rzp09, pirita framboidales esféricas perfectas dentro de un foraminífero planctónico, la posición de la muestra se presenta en la figura VI.8.

Con base en los datos obtenidos, se determinaron condiciones disóxicas superiores con restricción parcial de oxígeno intermitentes con condiciones euxínicas sulfurosas, la cual, debieron favorecer la conservación de la matéria orgánica, la ausencia total de bioturbación y la proliferación de la actividad bacteriana durante el depósito de la Formación Zapotitlán en la Sección II (Figura VI.8). No obstante, las condiciones disóxicas-euxínicas fueron interrumpidas por periodos intermitentes de oxigenación, resultado de la entrada de flujos de turbiditas calcáreo-arcillosas de grano fino, como lo confirma la presencia de los icnogéneros *Thalassinoides* y *Planolites cf.*

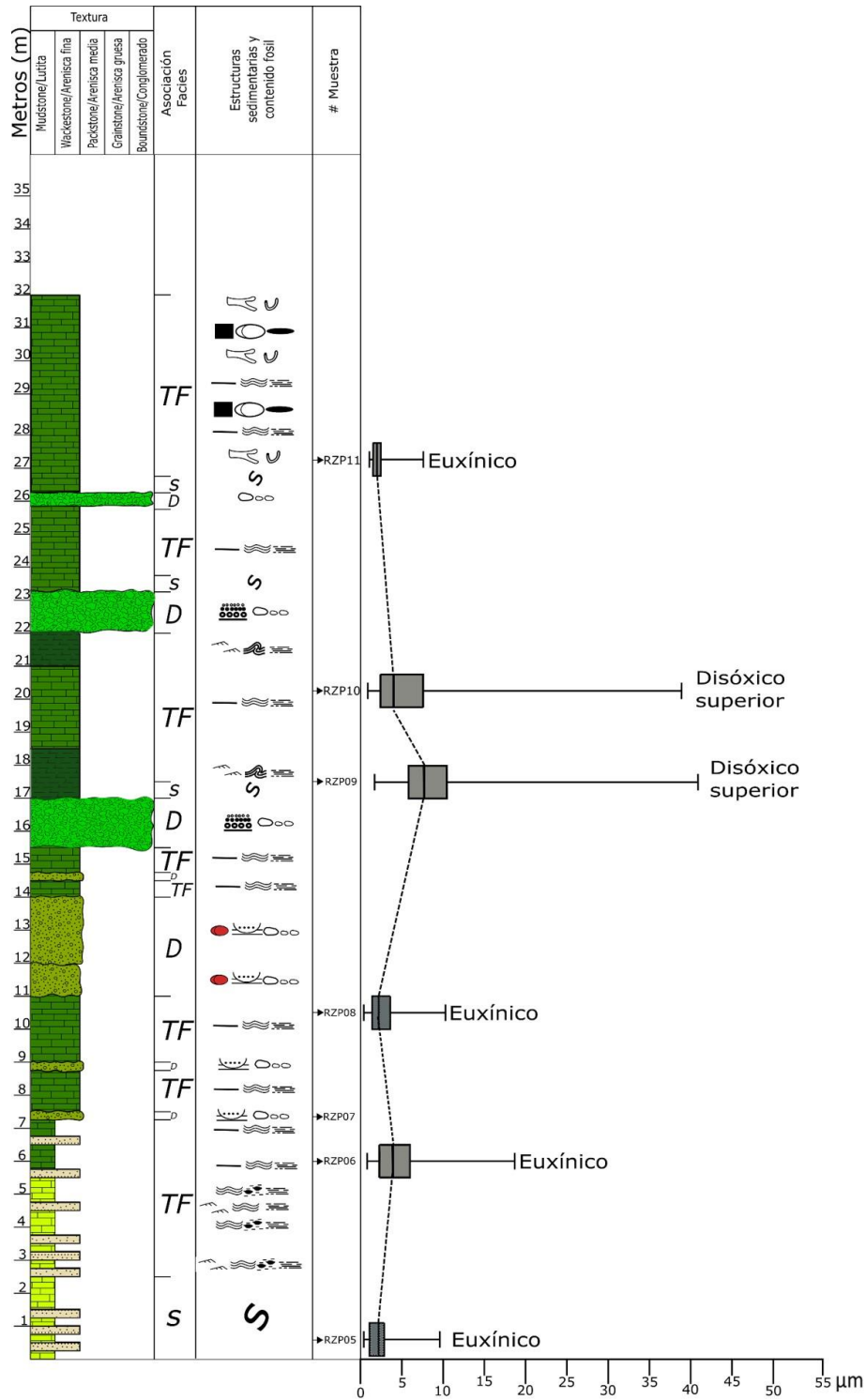


Figura VI.8.- Diagrama de caja y bigotes para las muestras de la sección II, donde se determinaron condiciones disóxicas superiores y euxínicas.

CAPÍTULO VII.- EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL

Con base en los resultados del análisis de facies, microfacies y de pirritas framboidales de la Formación Zapotitlán y de la formación Miahuatepec, se propone un modelo de evolución paleoambiental para la Cuenca de Zapotitlán durante el Cretácico Temprano.

Para finales del Aptiano (Figura VII.1), la Formación Zapotitlán se desarrollaba en un ambiente de plataforma somera con comunicación a mar abierto, como lo indica la presencia de amonoides. La disposición de material terrígeno señala un aporte continental de tierras emergidas que propiciaba el depósito de la asociación de facies de turbiditas de grano fino (*Tf*), sedimentados por un proceso de desaceleración y precipitación distal de flujos turbidíticos de baja densidad, intercalados con decantación de sedimento en suspensión.

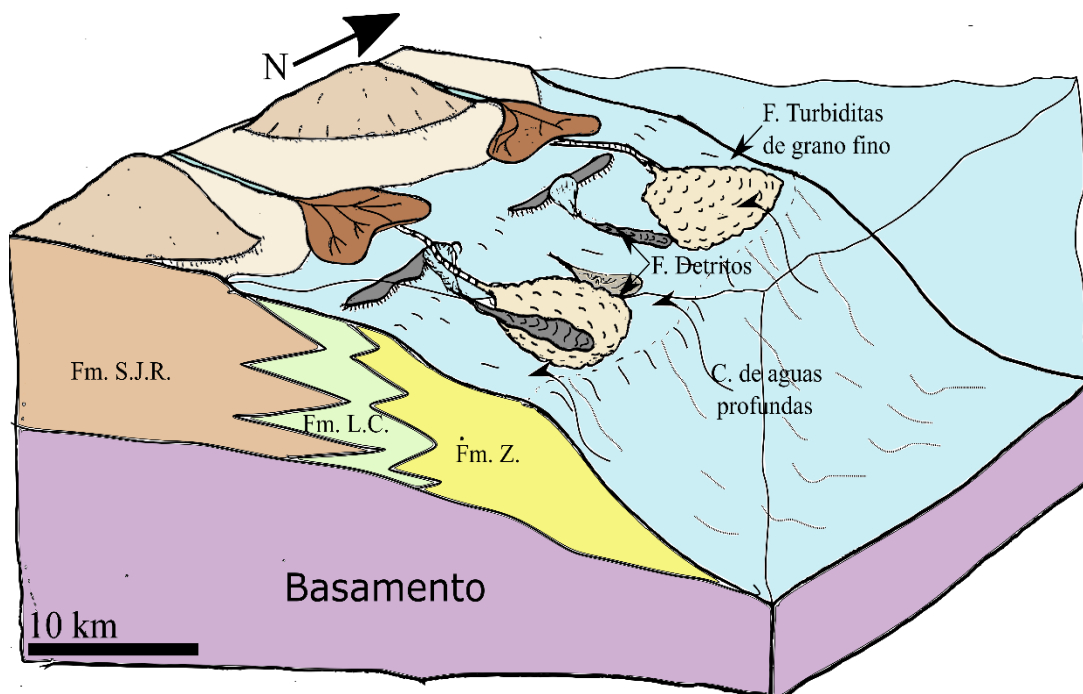


Figura VII.1.- Modelo paleoambiental para la Formación Zapotitlán (Fm.Z.) hacia finales del Aptiano, se muestra la relación lateral con la Formación San Juan Raya (Fm. S.J.R.) y la formación La Compañía (Fm. L.C.); se hace una representación de la incursión de corrientes de aguas profundas, relacionado con el aumento paulatino del nivel del mar para finales del Aptiano.

La presencia de rudistas y gasterópodos en la asociación de detritos (*D*) señala un aporte por desprendimiento o colapso de estructuras semiconsolidadas arrecifales, provenientes de una plataforma somera con crecimientos arrecifales. La intercalación con la asociación de turbiditas de grano fino (*TF*) indican que su transporte concluyó dentro de lóbulos turbidíticos. La presencia de las asociaciones de detritos (*D*) de areniscas conglomeráticas y slumps (*S*) sugiere un gradiente elevado dentro de la plataforma, lo cual, permitió el desplazamiento del sustrato semiconsolidado. La vergencia de las deformaciones sinsedimentarias supone una dirección NE-SW de la plataforma.

Con base en las microfacies de la asociación de turbiditas de grano fino (*tf*) y la relación de radiolarios y espículas, se determinó un ambiente marino en condiciones cercanas a la zona de talud superior, pero con influencia de ambientes más someros y continentales, por lo cual, podría tratarse de depósitos dentro de una plataforma marina mixta angosta, como lo interpretado por Mendoza-Rosales (2010) para la misma formación.

Los aloquímicos en la matriz de las microfacies de la asociación de detritos (*D*), presentan una concentración de peloides, cortoides, ooides e intraclastos, que indican una procedencia de un ambiente de plataforma, probablemente de una laguna semibordeada de baja profundidad con crecimientos arrecifales (<50 m, Mendoza-Rosales, 2010) en condiciones de energía y salinidad variable.

Mendoza-Rosales (2010) considera que el aporte de sedimento de la Formación Zapotitlán resulta del transporte de material procedente de la Formación San Juan Raya y de los lentes calcáreos de la formación La Compañía (Miembro Yistepec).

El aumento en la presencia de foraminíferos planctónicos en las microfacies de la asociación de turbiditas de grano fino (*TF*), implica la llegada de biota de ambientes marinos abiertos, indicando un posible aumento paulatino del nivel del mar (Flügel, 2004).

El análisis de piritas framboidales en la Formación Zapotitlán indica que la plataforma presentaba condiciones disóxicas superiores con restricción parcial de oxígeno, además de condiciones intermitentes euxínicas sulfurosas. La incursión y circulación de aguas profundas ricas en nutrientes (nitratos y fosfatos) hacia la plataforma, aunado con la entrada de nutrientes junto con el material terrígeno de zonas continentales, resultó en el incremento

de la productividad biológica y una alta demanda de oxígeno, elevando la concentración de nitratos y fosfatos favoreciendo las condiciones reductoras (*Upwelling model*) (Demaison y More, 1980). No obstante, la plataforma presentaba predominantemente condiciones oxigenantes, favorecido por la entrada de flujos gravitacionales y eventos de tormentas (Leonowicz, 2016), lo cual, creó condiciones para el desarrollo y proliferación de icnogéneros como *Thalassinoides* y *Planolites cf.*

El aumento constante del nivel del mar favoreció el cese de la erosión continental, consecuentemente disminuyó el aporte de material terrígeno (ej. Schallager y Ginsburg, 1981 y Cook *et al.*, 2002) desarrollando una etapa transgresiva (*Transgressive system tract*), culminando con el depósito de la Formación Zapotitlán.

El depósito de la formación Miahuatepec inicia en el Albiano Temprano (Figura VII.2), como lo señala la presencia de *Calpionollesella*, *Microcalamoides diversum*, *Collomiella recta* y *Collomiella mexicana*.

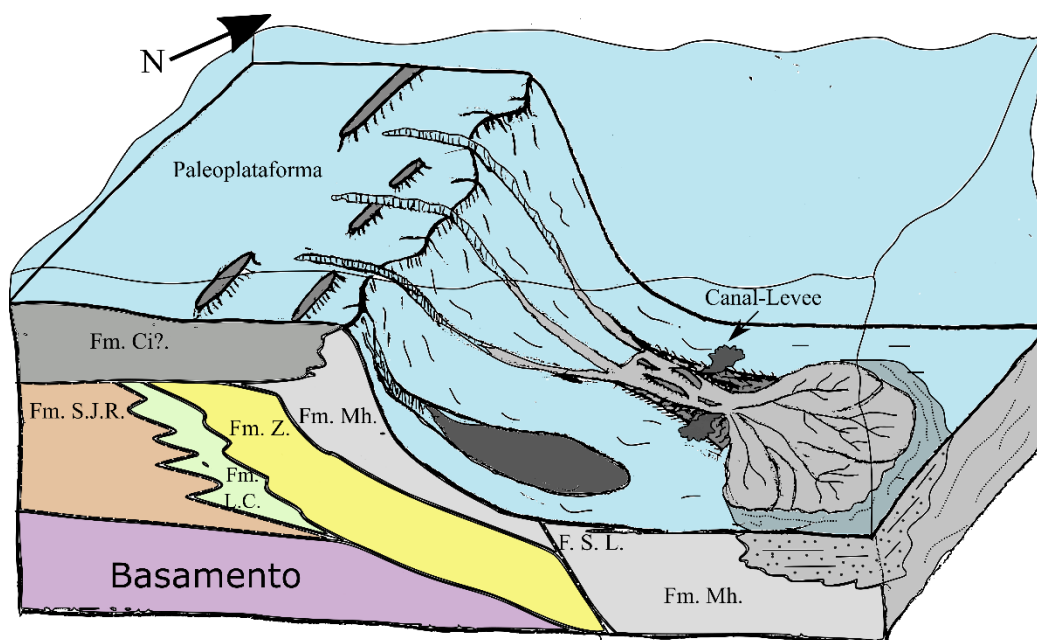


Figura VII.2.- Modelo paleoambiental de la formación Miahuatepec (Fm. Mh.) para el Albiano. Se muestra la relación lateral con la Formación Cipiapa? (Fm. Ci), además de la posible falla de Santa Lucía (F.S.L); se señala el elemento de canal-levee, para un abanico calciclástico de grano y tamaño medio. Modificado de Payros y Pujalte, 2008.

Durante el inicio del depósito de la formación Miahuatepec se presentó un periodo de interrupción sedimentaria significativa, desarrollando litificación de sustrato carbonatado sinsedimentario (ej. Voigth, 1959; Bromley, 1975), como lo indica la presencia en la asociación de facies de Levee (*L*) y del icnogeno *Trypanites cf.* De acuerdo con Taylor y Wilson (2003) la disposición de *Trypanites cf.* podría implicar la fase final de un ciclo transgresivo (TST) e indicaría una superficie de máxima inundación (*Maximum Flooding Surface*).

Las asociaciones de facies de la formación Miahuatepec indican un ambiente de depósito de Canal-Levee de tipo trenzado, con condiciones alternantes de alta y baja energía (Ej. Payros y Pujalte, 2008). Lo anterior se sustenta por la intercalación de la asociación de facies pelágicas (*P*) entre los depósitos de calcarenitas de grano fino, grano grueso y calciruditas de la asociación de facies de canal (*C*), la cual, presenta abundante material somero procedente de la paleoplataforma interna, externa y de margen, transportados por flujos turbidíticos de baja y alta densidad, asociados con flujos hiperconcentrados de detritos, depositados de manera repentina resultado de una baja eficiencia y capacidad de transporte (Ej. Colacicchi y Baldanza, 1986). A su paso, incorporaron fragmentos de facies profundas con características similares a las microfacies *mmh1 (rip up clast)*, además de asociar organismos procedentes de la plataforma y oxigenar el sistema en ambientes profundos, desarrollando la bioturbación de icnogéneros de *Thalassinoides* y *Ophiomorpha cf.* hacia la cima de los depósitos de la asociación de facies de canal (*C*).

La clasificación *B1, B2* y *A3* de Johansson y Stow (1995) para *rip up clast* (Figura II.5), corroboran que el depósito está asociado a un ambiente de canal y/o posiblemente relacionado con un complejo de abanicos.

La disposición de fragmentos de moluscos, equinodermos, braquiópodos y esponjas en la asociación de facies de canal (*C*) señala la procedencia de una paleoplataforma posiblemente ubicada hacia el NE de la cuenca, la cual, presentaba condiciones favorables para la proliferación de nutrientes en suspensión, un borde arrecifal y actividad constante de oleaje, siendo la fuente principal para la formación de los depósitos calciclásticos de la formación Miahuatepec (Formación Cipiapa?).

Con base en las microfacies de la asociación de facies de levee (*l*) y canal (*c*) se establece que, hacia la fase de máxima inundación se desarrolló una paleoplataforma carbonatada con crecimientos arrecifales. La presencia de peloides/pellets, cortoides y la bioturbación observada en los fragmentos de moluscos, señala condiciones con una buena iluminación y oxigenación en aguas marinas templadas con acción microbial, la cual, presentaba condiciones de energía y salinidad variable. La presencia de miliólidos indica la procedencia de un ambiente lagunar con batimetría somera y conexión hacia el mar abierto. Ocasionalmente presentaba el ingreso de fragmentos de cuarzo continentales.

De acuerdo con Cook y Corboy (2004) el mayor aporte de depósitos calciclásticos hacia zonas profundas, como los que caracterizan a la formación Miahuatepec, se da cuando el nivel del mar se mantiene en su máxima elevación (*High System Tract*). Durante esta fase (Figura VII.3), la tasa de sedimentación carbonatada dentro de la plataforma excede la tasa relativa de aumento del nivel del mar, la cual, probablemente resulta con el desarrollo progradante del margen de plataforma. El acomodo de la gran cantidad de aporte sedimentario de la formación Miahuatepec pudo estar favorecida por una posible reactivación de la falla de Santa Lucia (C.C. Mendoza, comunicación personal, 15 de junio de 2019).

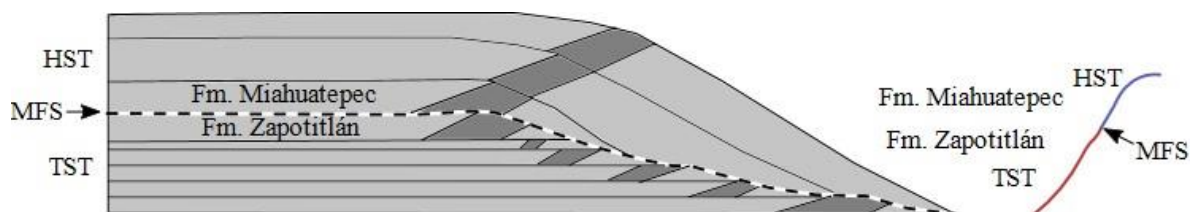


Figura VII.3.- Representación esquemática de la evolución eustática para la cuenca de Zapotitlán durante el final del Aptiano y principios del Albiano temprano. A la derecha se muestra una curva esquemática eustática, señalando la fase TST para la Formación Zapotitlán y el HST para la formación Miahuatepec.

Con base en el análisis de microfacies de la asociación pelágica (*P*) se determinó un ambiente marino abierto hacia el talud/pie de talud con condiciones de salinidad normal y temperaturas tropicales. La abundancia de radiolarios y la baja concentración de foraminíferos planctónicos, sugieren la acción de corrientes de surgencias subsaturadas con carbonato

(Ordoñez, 1995) que promueven la proliferación pelágica (Molina-Cruz, 1994). Los fragmentos de pez señalan que pudieron estar flotando antes de su depósito y que fueron acarreados por los flujos gravitatorios junto con material somero. La relación radiolarios y calciesferas, indican una variación en los niveles nutricionales de la cuenca, donde abundaban las condiciones de oxigenación con disponibilidad de nutrientes y esporádicamente presentaba condiciones oligotróficas, resultando en un aumento en la presencia de calciesferas.

La vergencia de las estructuras de deformación sinsedimentaria de la asociación de facies de slumps (S) supone una dirección NE-SW del paleotalud de la cuenca.

Con base en las características sedimentológicas y petrográficas observadas del depósito se determina que corresponden con la clasificación de abanicos calciclásticos submarinos de tamaño y grano medio (*Medium size and grained of Calciclastic Fan Submarine*) propuesta por Payros y Pujalte (2008), quienes consideran que este tipo de abanicos presentan dimensiones generales de entre 10 y 35 km de longitud, desarrollados en profundidades promedio de 600 m.

Durante este tiempo, a nivel mundial, ocurre un aumento transgresivo a nivel global (Haq, 2014). Sin embargo, se considera que este aumento del nivel del mar para el Aptiano tardío y Albiano temprano, es resultado de la historia depositacional y tectónica de la formación del Golfo de México, la cual, está bien documentado para el NE de México (McFarlan, 1977; Salvador, 1991, Mancini y Puckett, 2015), y que afectó a la parte suroriental de México, incluyendo a la Cuenca de Zapotitlán (Mendoza-Rosales, 2010). Se considera que esta transgresión termina con la sedimentación siliciclástica de la Formación Zapotitlán y propicia el inicio de la sedimentación carbonatada en la paleoplataforma (Formación Cipiapa?) y los depósitos de flujos turbidíticos de la formación Miahuatepec.

CAPÍTULO VIII.- CONCLUSIONES

1. El resultado del análisis de facies de la Formación Zapotitlán establece que es resultado de la interacción de procesos turbidíticos, flujos de detritos y slumps, con influencia continental desarrollados en el borde externo de una plataforma marina somera mixta.
2. Se realiza la primera clasificación textural para la formación Miahuatepec, estableciendo una intercalación de calcarenitas, calciruditas y pelagitas.
3. El resultado del análisis de facies para la formación Miahuatepec sugiere que ésta es producto de procesos sedimentarios desarrollados en canales, levee, slumps y depósitos pelágicos desarrollados en el talud/pie de talud representando un modelo de abanicos calciclásticos para la formación Miahuatepec. Se propone un abanico de grano y dimensiones medias, con una longitud de abanico de 10 a 35 km.
4. Se bosqueja el desarrollo de una paleoplataforma carbonatada hacia el occidente (Formación Cipiapa?), la cual proveía el sedimento que constituye los depósitos de la formación Miahuatepec. La paleoplataforma presentaba crecimientos arrecifales, condiciones de energía y salinidad variable, con ambientes lagunares de profundidad somera con conexión a mar abierto, que permitió que los aloquímicos formados en la laguna y el arrecife fueran transportados hacia el pie de talud.
5. Se establecen condiciones marinas de mar abierto con salinidad normal, temperaturas tropicales y buena oxigenación, presentando variaciones nutricionales con corrientes de surgencias oceánicas subsaturadas con carbonato hacia las partes profundas de la cuenca.
6. De acuerdo con la presencia de *Calpionollepsella*, *Microcalamoides diversum*, *Collomiella recta* y *Collomiella mexicana* se asigna una edad de inicio del depósito de la formación Miahuatepec para el Albiano inferior.
7. Se asigna una edad para la Formación Zapotitlán para finales del Aptiano con base en su relación estratigráfica con la formación Miahuatepec.
8. Se hace el primer reporte de la presencia de piritas framboidales para la región, por lo cual, se interpretan condiciones disóxicas superiores y euxínicas resultado de la incursión de corrientes de aguas profundas (*upwelling model*) en un ambiente oxigenante para finales del Aptiano.

9. Se documenta un aumento del nivel del mar para la Cuenca de Zapotitlán a final del Aptiano y principios del Albiano temprano que registra la evolución y formación del Golfo de México hacia la parte suroriental de México.
10. Con base en el modelo de arquitectura de estratigrafía de secuencias, se identifica una superficie máxima de inundación (SMF) por la presencia de *Trypanites Cf* estableciéndose el límite entre la etapa transgresiva TST (Formación Zapotitlán) y la etapa de nivel alto del mar HST (formación Miahuatepec).

BIBLIOGRAFIA

- Aguilera, J.G., 1906. Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya, México, en X Congreso Geológico Internacional. Libroto–Guía 7: México, International Geological Congress, 27 p., 1 mapa.
- Alencáster, G., 1956. Pelecípodos y Gasterópodos de la región de San Juan Raya, estado de Puebla: Paleontología Mexicana. 2. Instituto de Geología. UNAM, 47 p.
- Alzaga, R. H., Santamaría O. D., 1987. Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto C3026, Inédito, 89 p.
- Avellaneda-Córdova, R., Guerrero-Suastegui, M., Hernández-Martínez, J. R., Mariscurrena-Guadarrama A. E., 1987. Estudio geológico del área Tehuacán-Ixcaquixtla, Estado de Puebla, México: Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura. 67 p.
- Barcelo-Duarte, J., 1978. Estratigrafía y petrográfica detallada del área de Tehuacán-Sanjuan Raya, Estado de Puebla, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis de licenciatura, 143 p.
- Barrientos-Reyna, F. A., 1985. Estudio geológico regional de una porción de la Sierra Mazateca. valle de Tehuacán y Sierra de Atzingo: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Tesis de Licenciatura, 86 p. (Inédita).
- Bermúdez, S.J., 1987. Estudio Geológico Estructural de la Región de Los Reyes Metzontla y Caltepec, Puebla. Tesis Profesional. ESIA. I.P.N. 188 p.
- Bond, D., Wignall, P.B., 2010. Pyrite framboid study of marine Permian–Triassic boundary sections: A complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction: Geological Society of America Bulletin, 122 (7/8), 1265-1279 p.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits., Amsterdam (Elsevier)
- Bromley, R.G., 1975. Trace fossil at omission surfaces. In: Frey, R.W. (Ed.), The Study of Trace Fossils. Springer-Verlag, New York, 399-428 p.
- Buitrón-Sánchez, B.E., 1970. Equinoides del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya-Zapotitlán, estado de Puebla, México: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, UNAM, 30-69 p.

- Buitrón-Sánchez, B.E., Barceló-Duarte, J., 1980. Nerineidos (Mollusca- Gastropoda) del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, vol. 4, núm. 1, 46-55 p.
- Burckhardt, C., 1930, Étude syntétique sur le Mésozoïque mexicain: Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, 40, 280 p.
- Calderón-García, A., 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, in Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libreto-guía, Excursión, A-11: 9-27 p
- Campa, M.F.G., Coney, P.J., 1983. Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico. Canadian Journal Earth, 20: 1040-1051 p.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C. C., Silva-Romo, G., 2009. Sedimentología de la Formación Matzitzí (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(1): 18-36 p.
- Colacicchi, R. y Baldanza, A., 1986. Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines comparison with siliciclastic depositional models. Sedimentary Geology, 48: 81-105
- Cook, H. E., Corboy, J. J., 2004. Great Basin Paleozoic Carbonate Platform: Facies, Facies transitions, Depositional models, Platform architecture, Sequence Stratigraphy, and Predictive Mineral Host Models. USGS Open-File Report. 2004-1078 p, <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1078/>
- Cook, H.E., Zhemchuzhnikov, V.G., Zempolich, W.G., Zhaimina, V.Y., Buvtyshkin, V.M., Kotova, E.A., Golub, L.Y., Zorin, A.Y., Lehmann, P.J., Alexeiev, D.V., Giovannelli, A., Viaggi, M., Fretwell, N., La Pointe, P.A., Corboy, J.J., 2002. Devonian and Carboniferous carbonate platform facies in the Bolshoi Karatau, southern Kazakhstan; outcrop analogs for coeval carbonate oil and gas fields in the North Caspian Basin, western Kazakhstan. Special Publication - Society for Sedimentary Geology 74: 81-122 p.
- Coquand, H. 1865. Monographie paléontologique de l'étage Aptien de l'Espagne. Société d'Emulation de la Provence. Marseille.

- Crimes, T.P., 1977. Trace fossils of an Eocene deep-sea fan, northern Spain. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), Trace Fossils 2. Geol. J., Spec. Iss. 9, pp. 71–90.
- Crowell, J. C., 1957. The origin of pebbly mudstones. Geological Society of America Bulletin. 68: 993-1009 p.
- Dávalos-Álvarez, O.G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 111 p, inédita.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaníz-Álvarez, S.A., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2007. Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacan y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2): 197-215 p.
- Demaison, G.J., Moore, G.T., 1980. Anoxic Environments and Oil Source Bed Genesis. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, v.63, 1179-1209 p.
- Desor, E., 1855-1858, Synopsis des échinides fossiles: Paris, :1-490, láms. 1-44p.
- Dott., R. J. Jr., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 47: 104-128 p.
- Dunham, R.J.,1962. Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. American Association of Petroleum Geologists, 1, 108-121.
- Durán-Torres, J.M., 2007. Análisis Hidrogeoquímico de las aguas del valle de Tehuacán, Puebla., Tesis de Maestría. I.P.N. ESIA-Ciencias de la Tierra, 96 p.
- D'Orbigny, A. D., 1850. Prodrome de Paléontologie Stratigraphique Tunisiene, Gasteropodes et Lamellibranches. Paris, 352 p
- Echanove, O. A. E., 1963. Estratigrafía de una porción de la Sierra Madre Oriental comprendida entre Huautla de Jiménez, Oaxaca y Coyomeapan, Puebla. Tesis Profesional, U.N.A.M., México, D.F., 112 p.
- Embry, A. F., Klovan, J. E., 1971. A late Devonian reef tract of northeastern Banks Island, NW Territories. Bull. Can. Petrol. Geol., 19,730-781 p.
- Felix, J., Lenk, M., 1891. Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des mexicanischen Staates Puebla: Paleontographica, 37: 117-139 p.
- Flügel, E., 1972. Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalken., Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, 21: 957-988 p.

- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin, 976 p.
- González-Arreola, C., 1974. Phylloceras del Cretácico Inferior de San Juan Raya-Zapotitlán, estado de Puebla, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 35: 29-37 p.
- González-Hervert, M.G, González-Martínez, P.R., Garza-Martínez, J. A., Rojas-Rosas, R., Miranda-Peralta L. R., Arredondo-Delgadillo, M., 1984, Características estratigráficas y estructurales del límite de los terrenos Mixteco y Oaxaca, en la Región de Los Reyes Metzontla, Puebla, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 45 (1-2): 21-32 p.
- Haq, B. U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change* 113, 44-58.
- Herbert, T.D., Curry, W.B., Barron, J.A., Codispoti, L.A., Gersonde, R., Keir, R.S., Mix, A.C., Mycke, B., Schrader, H., Stein, R., Thierstein, H.R., 1989. Geological reconstructions of marine productivity. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S., Wefer, G. Eds., *Productivity of Ocean: Present and Past*. Wiley, New York, pp. 409–428 p.
- Hernández-Estévez, S., 1980. Excursión geológica al borde noroeste de la paleopenínsula de Oaxaca (sureste del Estado de Puebla): México, D.F., *Sociedad Geológica Mexicana*, V Congreso Geológico Nacional, Libro guía de la excursión: 3-11 p.
- Hernández-Ocaña, M.I., Quiroz-Barroso, S.A., Sour -Tovar, F., 2015. Tafonomía y Paleoecología de las ostras de la Formación San Juan Raya, Aptiense del sureste de Puebla, México. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (1): 37-62 p.
- Hernández-Rodríguez, G., 1998. Microfacies pedernalosas, su diagénesis y paleoambientes de la Fm. Tamaulipas Superior, en la región de Tehuacán, edo. De Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 78 p.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2018, provincias fisiográficas, escala 1:1 000 000.
- Johansson, M., Stow, D.A.V., 1995. A classification scheme for shale clasts in deep-water sandstones. In A. J. Hartley, & D. J. Prosser (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* (221–241 p.). Geological Society Special Publication.
- Juárez-Arriaga, E., López-Palomino, I., Zamudio-Ángeles, J.D., 2007. Caliza Cipiapa, *Léxico Estratigráfico de México*, Servicio Geológico Mexicano. 3 p.

- Kane, I.A., Hodgson, D.M., 2011. Sedimentological criteria to differentiate submarine channel levee subenvironments: Exhumed examples from the Rosario Fm. (Upper Cretaceous) of Baja California, Mexico, and the Fort Brown Fm. (Permian), Karoo Basin, S. Africa: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, p. 807-823.
- Khar, N., Chaturvedi, S. K., 2006. Size variations of planktonic foraminiferal population in Indian Ocean sector of Southern Ocean, *Indian J. Mar. Sci.*, 35 (3), 221–226.
- Kiessling, W. 1996. Facies Characterization of Mid-Mesozoic Deep-Water Sediments by Quantitative Analysis of Siliceous Microfaunas. *Facies* 35:237-274p.
- Leonowicz, P., 2016. Nearshore transgressive black shale from the Middle Jurassic shallow-marine succession from southern Poland; *Facies*, 62:16. DOI 10.1007/S10347-016-0467-7.
- López Gamundi, O.R. 1994. Características texturales de flujos de detritos subácueos: implicancias genéticas. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*, I, pp. 53-78
- López-Ramos, E., 1979. *Geología de México: México, D.F., Tomo 2*, 454 p.
- Loriol, P., 1875-1876. *Echinologie Helvétique. Description des Échinides tertiaires de la Suisse. Troisième partie. Échinides de la Période Tertiaire. Mém. Soc. Paléont. Suisse 2 (1875): 1-88, pis. 1-8: 3 (1876): 89-142, pis. 9-23 p.*
- Lowe, D., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with especial reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentaria Petrology* 52: 279-297 p.
- Maldonado, K. M., 1953. Los equinoides regulares del Mesozoico de México. *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas*, 7 (1-4), 15-53 p.
- Mancini, E. A., Puckett, T. M., 2005, Jurassic and Cretaceous transgressive-regressive (T-R) cycles, northern Gulf of Mexico, USA: *Stratigraphy*, v. 2, no. 1, 31-48 p.
- Mariel-Lezama, F., 1954. Estudio geológico estratigráfico de la región de Petalcingo y Tehuacán, Puebla. Tesis de Licenciatura. ESIA-Ciencias de la Tierra, Instituto Politécnico Nacional, México, D.F.
- Martínez-Amador, H, Zárate-Barradas, R, Loaeza-García, J.P., Cardoso-Vázquez, E.A., 2001. Carta Geológica Minera, Orizaba, Escala 1: 250,000, Servicio Geológico Mexicano, Orizaba, E-14-6.

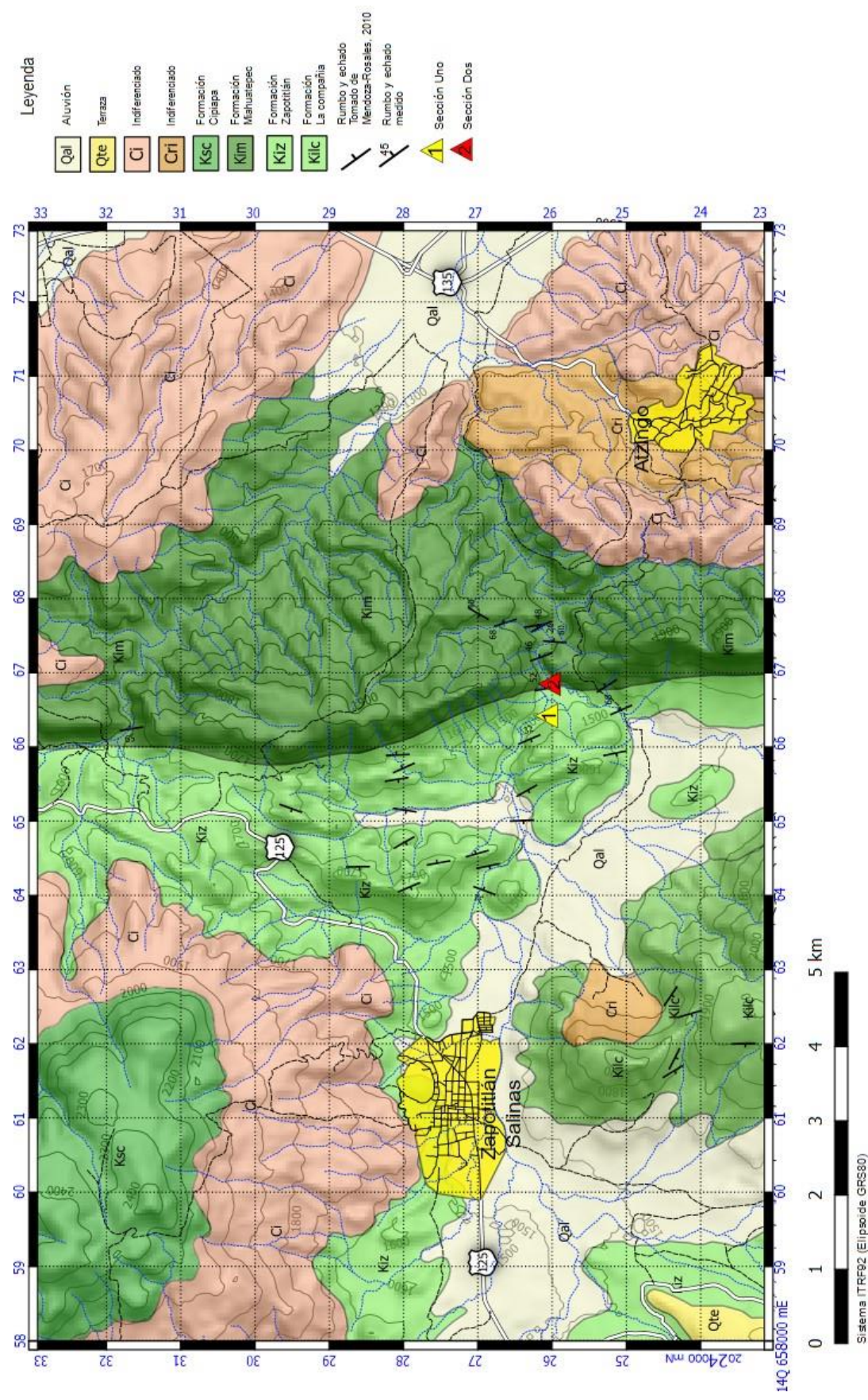
- Martínez-Avilés. C., Hernández-Marmolejo., M. B. Y.,2010. Análisis de microfacies de las calizas de la Sierra de Santa Rosa, en los estados de Puebla y Oaxaca, Tesis de licenciatura, Facultad de ingeniería, UNAM. 111pp.
- Mcfarlan, E. Jr., 1977. Lower Cretaceous sedimentary facies and sea level changes, U.S. Gulf Coast. In: Bebout and D.G. Loucks, R.G., Eds., Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico: Applications to Subsurface Exploration. Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations 89, p. 5-30.
- Meischner, K.-D. 1964. Allodapische Kalke. Turbidite in ruffnahen Sedimentationsbecken. – In: Bouma, A.H., Brouwer, A. (eds.): Turbidites. – Developments in Sedimentology, 3, 156-191
- 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, Tesis Doctoral, 160 p.
- Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madrigal, E., Bernal, J.P., 2010. Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico. Earth Planet Sci. Lett. 295, 419-434 p.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), Turbidites and Deep-water Sedimentation. Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, pp. 1 –38.
- Middleton, G. V. y Southard, J. B., 1984. Mechanics of Sediment Movement. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Short Course Notes, 3, 2nd. Editionm 401 p.
- Molina-Cruz, A., 1994, Bioestratigrafía y significado paleoceanográfico de los radiolarios de la protoboca del Golfo de California: Ciencias Marinas, 20(4), 441-465 p.
- Morán-Zenteno, D.J., 1987. Paleogeografía y paleomagnetismo precenozoicos del terreno mixteco. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ciencias. Tesis de Maestría, 180 p.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. Sedimentology 48, 269–299 p.

- Müllerried, F.K.G., 1933. Estudios paleontológicos y estratigráficos de la región de Tehuacán, Puebla. Partes 1, 2 y 3. Anales del Instituto de Biología, 4 (1-4), 33-46, 79-93, 309-334 p.
- Müllerried, F.K.G., 1934. Estudios paleontológicos y estratigráficos en la región de Tehuacán, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Anales del Instituto de Biología, 5: 55-88 p.
- Nardin, T. R., Edwards, B. D. y Gorsline, D. S., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base of slope systems versus canyon fan basin floor systems. En Doyle. L. J. y Pilkey. O.H. (eds) Geology of continental Slopes. Society of Economic Geologists and Mineralogists Special Publication. 27: 61-73
- Nyst, H., Galeotti, H., 1840. Sur quelques fossiles du Calcaire Jurassique de Tehuacán, au Mexique. Bulletin Royal Academie Bruxelles, B. 7, 212-221 p.
- Ordóñez, M., 1995. Zonas de Radiolarios del Eoceno Medio del Grupo Ancón, Península De Sana Elena, Ecuador., Asoc, Paleont. Arg. Publ. Espec. No3. Paleógeno de América del Sur: 107-117 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca: Revista del Instituto de Geología, 2(2): 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, v. 20, 177-202 p.
- Ortuño, A., Xavier, S. J.P., 1991. Análisis tectónico-estructural de la Cuenca Zongolica, México a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS. Segunda Reunión Nacional SELPER México Libro de Resúmenes, Geo 10.
- Pano, A. A., 1973. Estudio geológico de detalle estratigráfico de las áreas Sierra de Chivillas, Sierra de Miahuatepec, Los Reyes Metzontla, Pue. y San Sebastián Frontera, Oax. Prospecto Tehuacán. IGPR 107 Petróleos Mexicanos, Inédito.
- Patiño, H. J. A., 1978. Estudio Geológico de la Cuenca de Zongolica en el Área: Calipa-Tepexilotla, Estado de Puebla. Tesis Profesional. ESIA. I.P.N. 63p.
- Payros, A., Pujalte, V., 2008. Calciclastic submarine fans: an integrated overview. Earth-Science Reviews 86, 203-246.

- Pemberton, G.S., Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. *J. Paleontol.* 56, 843–881.
- Pettijohn, F. J., 1957. *Sedimentary Rocks*, Harpers and Brothers, New York.
- Raisz, E., 1959. *Landforms of Mexico*: Cambridge, Mass., Mapa con texto, escala 1:3'000,000
- Ramírez-Vargas, D., 2009, *Análisis de Facies de la Formación La Compañía, Caltepec, estado de Puebla*, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 37 p. Inédita
- Reineck, H-E., 1963. Sedimentgefuge im Bereich der sudlichen Nordsee. *Abh Senckenb. Naturf. Ges.* 505, 64 pp.
- Reyeros-Navarro, M.M., 1963. Corales del Cretácico Inferior de San Juan Raya, Estado de Puebla, México: *Paleontología Mexicana*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México,17, 21 p.
- Salinas-Prieto, J. C., 1984. Los limites tectónicos sur y occidental del Terreno Mixteco, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, XLV, 73-85p
- Salvador, A., 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. En A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America. The geology of North America*, J: 389-444
- Sanders, J. E., 1965, Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms, in Middleton, G. V., ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: Soc. Econ.Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub.* p. 192—219
- Santos, A., Mayoral, E., da Silva, C.M., Cachão, M., Domènech, R., Martinell, J., 2008. Trace fossil assemblages on Miocene rocky shores of southern Iberia. In: Wisshak, M., Tapanila, L. (Eds.), *Current Developments in Bioerosion*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 431–450.
- Schlager, W., Ginsburg, R.N., 1981, Bahama carbonate platforms - the deep and the past: *Marine Geology*, v. 44, p. 1-24.
- Schlager, W., 2002. *Sedimentology and sequences stratigraphy of carbonate rocks*. Vrije Universiteit/Earth and Life Sciences 146 p., Amsterdam

- Serrano-Brañas, C.I., Centeno-García, e. 2014: Paleoenvironmental interpretation using fossil record: San Juan Raya Formation, Zapotitlán Basin, Puebla, Mexico. – *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31: 1-13
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., 2011. *Manual para el Trabajo Geológico de Campo*. UNAM, 322p.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Campos-Madrigal, E., Morales-Yáñez, A., De la Torre-González, A.I., Nápoles-Valenzuela, J.I., 2018. Recycling of Amazonian detrital zircons in the Mixteco terrane, southern Mexico: Paleogeographic implications during Jurassic-Early Cretaceous and Paleogene times. *Journal of South American Earth Sciences* 83, 210-226 p.
- Stow, D.A.V., 2006. *Sedimentary Rocks in the Field. A color guide*. Academic Press. 320p.
- Stow, D. A.V., Bowen, A. J., 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidity currents. *Sedimentology*, 27, 31-46 p.
- Stow, D.A.V., Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent Deep-sea and ancient flysh sediments. *Sedimentary Geology*, 25: 23-42. Doi:10.1016/0037-0738(80)90052-4.
- Taylor, A., Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *J. Geol. Soc. Lond.* 150(1): 141-148 p.
- Taylor, P.D., Wilson, M.A., 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews* 62, 1–103 p.
- Toriz-Gama. J., 1984, Informe geológico de actualización geológica del prospecto Chapulco- Atzompa: IGPR 237, PEMEX, inédito.
- Uchman A, Wetzel, A., 2012. Deep-Sea fans. In. KnaustD, Bromley, R. G. Fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology*, vol 64, pp.643-771 p.
- Uribe, S. J. A., Cortés, Z. M. T., 2014. “Tres hombres de ciencia en la constitución del objeto geológico en México”, *Brazilian Journal of Latin American Studies*. Cuadernos Prolam/USP, vol. 13, núm. 25, Universidad de Sao Paulo, Brasil, 117-135 p.
- Villada, M. M., 1905. Una exploración a la cuenca fosilífera de San Juan Raya, Estado de Puebla, Confer. Museo Na. Secc. Hist. Natur. Mexico, D.F., 44 pags., lams. A-K.

- Voigt, E., 1959. Die ökologische Bedeutung der Hartgründe (Hardgrounds) in der oberen Kreide. *Paläontologische Zeitschrift* 33, 129–147 p.
- Wetzel, A., 2008. Recent bioturbation in the deep South China Sea: a uniformitarian ichnologic approach. *Palaios* 23, 601–615.
- Wignall, P.B., Newton, R., 1998. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *Am. J. Sci.*, 298, 537-552 p.
- Wilkin, R.T., Barnes, H.L. Brantley, S.L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3897-3912.
- Wilson, J. L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer Verlag, 471 p. Berlin.
- Wilson, M. A., 1985. Disturbance and ecologic succession in an Upper Ordovician cobble dwelling hardground fauna. *Science* 228, 575–577 p.



Apéndice I.- Mapa geológico del área; Modificado de Mendoza-Rosales, 2010.