



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL 3D
DEL ÁREA DE TAMAZUNCHALE, SAN
LUIS POTOSÍ**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

MARÍA GUADALUPE CORDERO PALACIOS

DIRECTOR DE TESIS

Dr. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019

**MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL 3D DEL ÁREA DE TAMAZUNCHALE, SAN LUIS
POTOSÍ.**

MARÍA GUADALUPE CORDERO PALACIOS

DIRECTOR: DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ

SINODALES-REVISORES:

DR. EDGAR ÁNGELES MORENO

M.I. ISABEL DOMÍNGUEZ TREJO

M.C.MIGUEL ÁNGEL RUVALCABA SEPÚLVEDA

ING. FERNANDO ROSIQUE NARANJO

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Mes 2019

Para mi madre María Guadalupe Palacios Nandé y

hermana Adriana

AGRADECIMIENTOS

Primeramente quiero agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de cumplir mi sueño de ser una Ingeniera Geóloga para poder explorar y contribuir al crecimiento económico de mi país México.

El presente trabajo está dedicado a mi madre María Guadalupe Palacios Nandetz que con su amor, cariño, dedicación y sacrificios, me apoyo siempre, para cumplir mis sueños, madre gracias por todas tus enseñanzas y por ser tan bello ser humano conmigo, te amo.

A mi hermana Adi por ser tan buena estudiante y por su tierna compañía a lo largo de toda esta vida, te quiero.

Un agradecimiento a especial al Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez por darme la oportunidad de ser mi guía durante esta tesis, que con sus enseñanzas me ayudaron a comprender la complejidad de la geología de mi país México y por sus sabios consejos para esta vida tan cambiante.

A mi sinodal de tesis M.I. Isabel Domínguez Trejo, por sus correcciones y su apoyo en este camino, gracias maestra.

Al Ing. Fernando Rosique Naranjo por su apoyo durante toda mi carrera, gracias.

Al M.C. Miguel Ángel Ruvalcaba Sepúlveda, por sus correcciones para este trabajo y sus comentarios cómicos que siempre me hicieron reír, gracias maestro.

Al Dr. Edgar Ángeles Moreno por aceptar ser mi sinodal para esta tesis y por sus correcciones para esta tesis, gracias maestro.

Al maestro de inglés Edwin Pamatz por las correcciones en gramática para el abstract de esta tesis, gracias profesor.

A la señora Hilda Soto por apoyarme y estar a mi lado cuando necesitaba de consejos de una madre y a su linda hija Nadia por escucharme y apoyarme, las quiero mucho.

A mi amiga y profesora de secundaria Gisel Chávez por ser tan linda persona conmigo y por apoyarme, te quiero Gis.

A mi maestra de secundaria Angelita De La Cruz Gerardo por su tierna compañía y por brindarme consejos y abrazos, la quiero mucho.

A la señora María de Lourdes Venegas por poyarme durante toda mi universidad y ser parte de mi familia y a su linda hija Denis que desde la primaria hemos compartido muy bella amistad, las quiero mucho.

A mis amigos de la preparatoria cinco, Montse, Fabián, Francisco y Nayely por su apoyo y su compañía durante estos años, los quiero mucho.

A todos mis compañeros, amigos Dulce, Rafita, Gus, Uli, Andy Valerie Pompa y profesores por su apoyo y su bella compañía durante todo este trayecto en la UNAM, gracias.

ÍNDICE

RESUMEN	8
ABSTRACT	9
1. INTRODUCCIÓN	10
1.1. PLANTEAMIENTO Y JUSTIFICACION DEL PROBLEMA	11
1.2. OBJETIVO GENERAL	11
1.2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	11
1.3. HIPOTESIS	11
1.4. ASPECTOS GENERALES	13
1.4.1. Localización del área de estudio	13
1.4.2. Fisiografía	16
1.4.2.1. Rasgos topográficos	18
1.4.3. Hidrografía	20
1.4.4. Clima y vegetación	22
2. METODOLOGIA	25
2.1. Cartografía revisada	25
2.2. Investigación documental	26
3. ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA REGIONAL	26
3.1. Estratigrafía	26
3.1.1. Precámbrico Tardío	27
3.1.1.1. Basamento Metamórfico del Precámbrico Tardío (Proterozoico) del noreste del estado de Hidalgo	27
3.1.1.2. Formación Huiznopala	28
3.1.2. Paleozoico (Pérmico)	31
3.1.2.1. Formación Guacamaya	31
3.1.3. Eratema Mesozoico (Triásico-Jurásico Medio)	34
3.1.3.1. Formación Huizachal	36

3.1.3.2. Formación Huayacocotla	40
3.1.3.3. Formación Cahuasas	43
3.1.3.4. Formación Tepéxic	45
3.1.3.5. Formación Santiago	48
3.1.4. Eratema Mesozoico (Jurásico Tardío-Cretácico)	50
3.1.4.1. Formación Tamán	51
3.1.4.2. Formación Chipoco	53
3.1.4.3. Formación Pimienta	55
3.1.4.4. Formación Chapulhuacán	58
3.1.4.5. Formación Ahuacatlán	60
3.1.4.6. Formación El Abra	62
3.1.4.7. Formación Tamabra	64
3.1.4.8. Formación Agua Nueva	66
3.1.4.9. Formación Soyatal	68
3.1.4.10. Formación San Felipe	70
3.1.4.11. Formación Méndez	72
3.1.4.12. Formación Velasco	74
3.1.4.13. Formación Chicontepec	75
3.1.5. Eratema Cenozoico (Oligoceno)	78
3.1.5.1. Formación Tlanchinol	78
3.1.6. Depósitos del Cuaternario	80
3.1.7. Rocas Ígneas Intrusivas	81
3.1.7.1. Rocas máficas	81
3.1.7.2 Rocas félsicas	81
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	83
4.1. Apertura del Golfo de México	83
4.2. Orogenia Laramide	86

4.3. Geología estructural de Tamazunchale	91
4.3.1. Estructuras de la Orogenia Laramide	91
4.3.2. Cabalgadura San Juanito	93
4.3.3. Anticlinorio de Huayacocotla	93
4.3.4. Cabalgadura Tamazunchale	93
4.3.5. Cabalgadura Xilitla	94
4.3.6. Anticlinorio Pisa Flores	94
4.3.7. Cabalgadura de Lobo-Ciénega	95
4.3.8. Cabalgadura de Agua Zarca	95
4.3.9. Cabalgadura de La Misión	95
4.3.10. Estructuras dentro de la Plataforma de San Luis Potosí	96
4.3.11. Fallas de Transcurrencia	96
4.3.12. Mecanismos de Deformación	98
5. MODELADO ESTRUCTURAL	101
5.1. Metodología	101
5.2 Origen del material	102
5.3. Georreferenciar en Global Mapper	102
5.4. Digitalización de la cartografía en MOVE	102
5.5. Construcción de Secciones	105
5.6. Creación de Superficies	106
5.7. Modelo tridimensional	107
RESULTADOS Y CONCLUSIONES	109
REFERENCIAS	118
ÍNDICE DE FIGURAS	125

RESUMEN

La zona de estudio Tamazunchale del estado San Luis Potosí, está ubicada en la parte centro-oriental de México, se localiza en dos provincias fisiográficas, la Planicie Costera del Golfo de México y la Sierra Madre Oriental. El primer evento tectónico que afectó a la zona de estudio Tamazunchale fue la apertura del Golfo de México a finales del Triásico tardío, dando inicio a la apertura con la fragmentación y dispersión de Pangea. El segundo evento tectónico fue la subducción de la placa Farallón contra la placa Norteamericana, evento que originó a la Orogenia Laramide y consecuentemente formó la Sierra Madre Oriental, originando la configuración geológica estructural de la región actual de Tamazunchale, donde presenta cadenas montañosas con dirección NNW-SSE con alturas aproximadas de dos mil a casi tres mil metros, dichas alturas representan la culminación topográfica de las posiciones tectónicamente más elevadas, dentro del área de estudio, se analizó el contexto histórico-geológico de la zona de Tamazunchale junto con la estratigrafía desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. En el presente trabajo se desarrolló un modelo Geológico Estructural 3D mediante el uso de datos del continuo de elevación mexicano de la zona de Tamazunchale, para un mejor análisis de secciones estructurales y Formaciones geológicas, con la finalidad de esclarecer los mecanismos de deformación.

ABSTRACT

The Tamazunchale study area in the state of San Luis Potosi, Mexico, is located in the central-eastern part of Mexico and ubication in two physiographic provinces The Gulf of Mexico Coastal Plain and The Sierra Madre Oriental. The first tectonic event affecting The Tamazunchale study area was the opening of the Gulf of Mexico at the end of the late Triassic, initiating the opening with the fragmentation and dispersion of Pangea. The second Tectonic event was the subduction of The Farallon plate against the North American plate, an event that originated the Laramide Orogenia and consequently formed the Sierra Madre Oriental, originating the structural geological configuration of the current region of Tamazunchale, where it presents mountainous chains in NNW-SSE direction with approximate heights of two thousand to almost three thousand meters, these represent the topographical culmination of the most tectonically elevated positions within the Tamazunchale study area, the historical-geological context of the Tamazunchale area was analyzed along with the stratigraphy from the Late Jurassic to the Late Cretaceous. Within the present proyect, a 3D structural geological model of the Tamazunchale area was developed using data from the Mexican elevation continium of the Tamazunchale zone, for a better analysis of structural sections and geological formations, in order to clarify the deformation mechanisms.

1. INTRODUCCIÓN

La zona de estudio Tamazunchale del estado San Luis Potosí, se encuentra en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental compuesta por Formaciones geológicas, en su mayoría son sedimentarias de los periodos Cretácico y Jurásico con distribución de algunas facies sedimentarias.

El origen del plegamiento en la zona de estudio Tamazunchale, fue por consecuencia de la Orogenia Laramide; que se caracteriza por un desplazamiento gravitacional en las Formaciones geológicas sedimentarias y el deslizamiento sobre las Formaciones del Jurásico, por estar compuestas de material rocoso con composición “lubricante” con dirección al NE, estos hechos se atribuyen a la Orogenia y a la subducción de la placa Farallón.

La Orogenia Laramide no solamente afecto a las Formaciones geológicas de Tamazunchale sino que también se le atribuyen la creación fallas geológicas en la zona de estudio, así como también la creación de anticlinales y sinclinales regionales de la zona de estudio Tamazunchale.

El estudio de eventos tectónicos que afectaron a la geológica de Tamazunchale, permitió entender la geológica estructural actual y consecuentemente la construcción del modelo geológico estructural en 3D de Tamazunchale.

El modelo geológico estructural en 3D permite describir el comportamiento geológico-estructural de las Formaciones estratigráficas existentes en la zona de estudio Tamazunchale, debido a la construcción de secciones geológicas, para la posterior correlación de dichas secciones geológicas de la zona de estudio.

1.1. PLANTEAMIENTO Y JUSTIFICACION DEL PROBLEMA

La nula aplicación de tecnologías en ciencias de la tierra y softwares de geología estructural no permiten conocer origen y evolución del plegamiento de Formaciones geológicas, las cuales forman en algunos casos sistemas petroleros; digitalizando la cartografía de las Formaciones geológicas y datos geológicos estructurales de la zona de estudio, se podrá visualizar y analizar para comprender la geología estructural, para posteriormente construir un modelo geológico estructural en 3D que permita delimitar y definir los probables potenciales de sistemas petroleros de la zona.

La región de Tamazunchale presenta una estratigrafía muy completa y estructuras de deformación en un régimen de acortamiento que se formaron durante la Orogenia Laramide (Map Tectonic of North America, 1992), lo cual ha dado como resultado una geología aparentemente complicada, en estos días en varias zonas del mundo (W.Adolph Yonkee *et. al* 2015) se intenta modelar las estructuras de deformación como fallas y pliegues empleando un software que muestre en tercera dimensión la geometría de estructuras y permitan vislumbrar más claramente algunos posibles mecanismos de deformación a escala regional.

1.2. OBJETIVO GENERAL

La síntesis de la estratigrafía de la zona de estudio Tamazunchale permitirá caracterizar la geología estructural, mediante la construcción de secciones estructurales obtenidas a partir de la cartografía y datos estructurales, para la construcción de un modelo geológico estructural tridimensional de Tamazunchale.

1.2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar una síntesis de la estratigrafía de la zona de estudio Tamazunchale que permita tener un control estratigráfico, para definir con precisión los límites y tipos de estructuras de deformación del área de estudio.
- Construir varias secciones geológicas representativas del área de estudio con base en la información geológica compilada para poder modelarlas en el software *MoveTM* de *Midland Valley*.
- Construcción del modelo geológico-estructural del área de estudio, mediante el empleo de software *MoveTM* de *Midland Valley*, para poder visualizar geometrías de estructuras y posibles mecanismos de deformación.

1.2.1. HIPOTESIS

La zona de estudio Tamazunchale presenta plegamientos y fallas inversas complejas, debido a que a lo largo de millones de años ha evolucionado por consecuencia de varios eventos tectónicos, la construcción de un modelo geológico tridimensional permitirá entender con mayor claridad el origen de estas estructuras geológicas y plegamientos de la zona, mediante un estudio detallado empleando el software *MoveTM* de *Midland Valley*.

1.4. Aspectos generales

1.4.1. Localización del área de estudio

El área de estudio de la localidad Tamazunchale está ubicada en la parte centro-oriental de México, entre las latitudes $21^{\circ}15'00''$ N y $21^{\circ}00'00''$ S y longitudes $98^{\circ}40'00''$ W y $99^{\circ}05'00''$ E en la cartografía 14Q-e (5) (Instituto de Geología, 1988) a escala 1:100,000 (Figura 1 y 2).



Figura 1. Área de estudio Tamazunchale señalada con una flecha en vista satelital (Imagen tomada de Google Earth, 2019).



Figura 2. Localización del área de estudio con latitudes y longitudes (Imagen tomada de Google Earth, 2019).

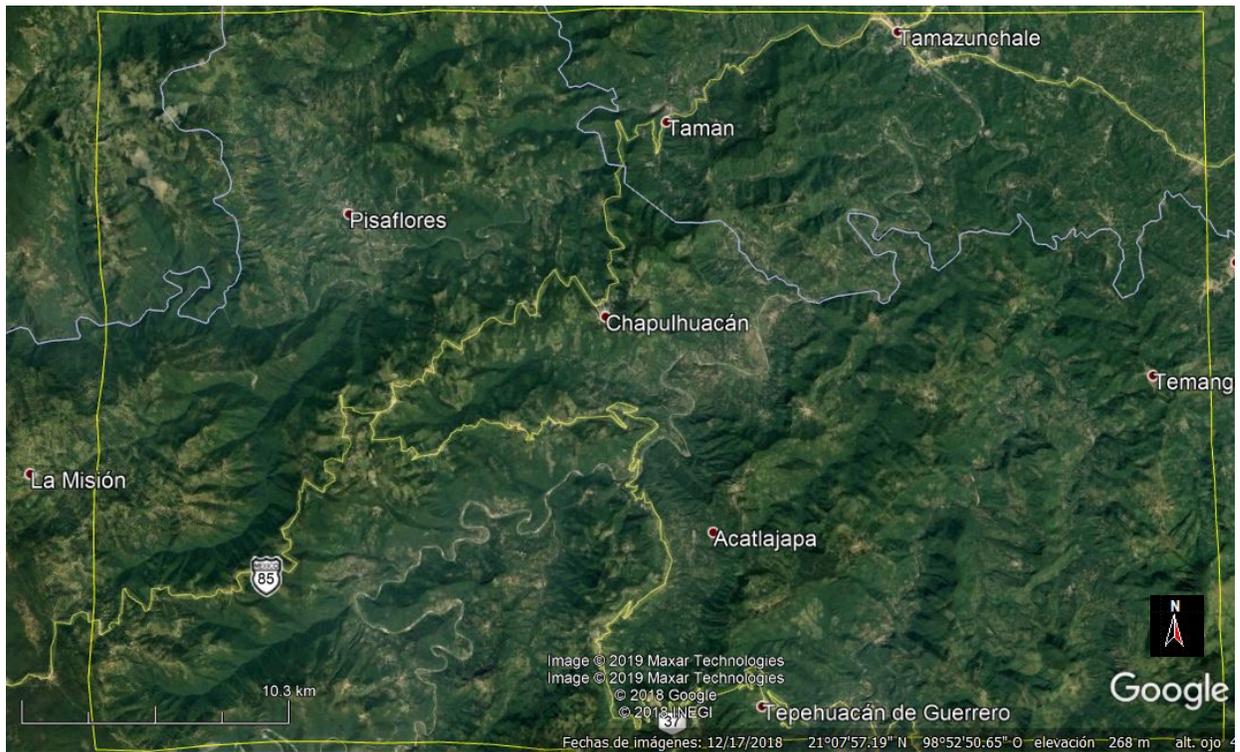


Figura 3. Principales municipios de la zona de estudio Tamazunchale (Imagen tomada de Google Earth, 2019).

1.4.2. Fisiografía

Las provincias fisiográficas a la que pertenece la zona de estudio Tamazunchale son la Planicie Costera del Golfo de México, la Sierra Madre Oriental, así como también una parte de la Cuenca Terciaria de Tampico-Misantla (Figura 3.1) (Suter, 1990).

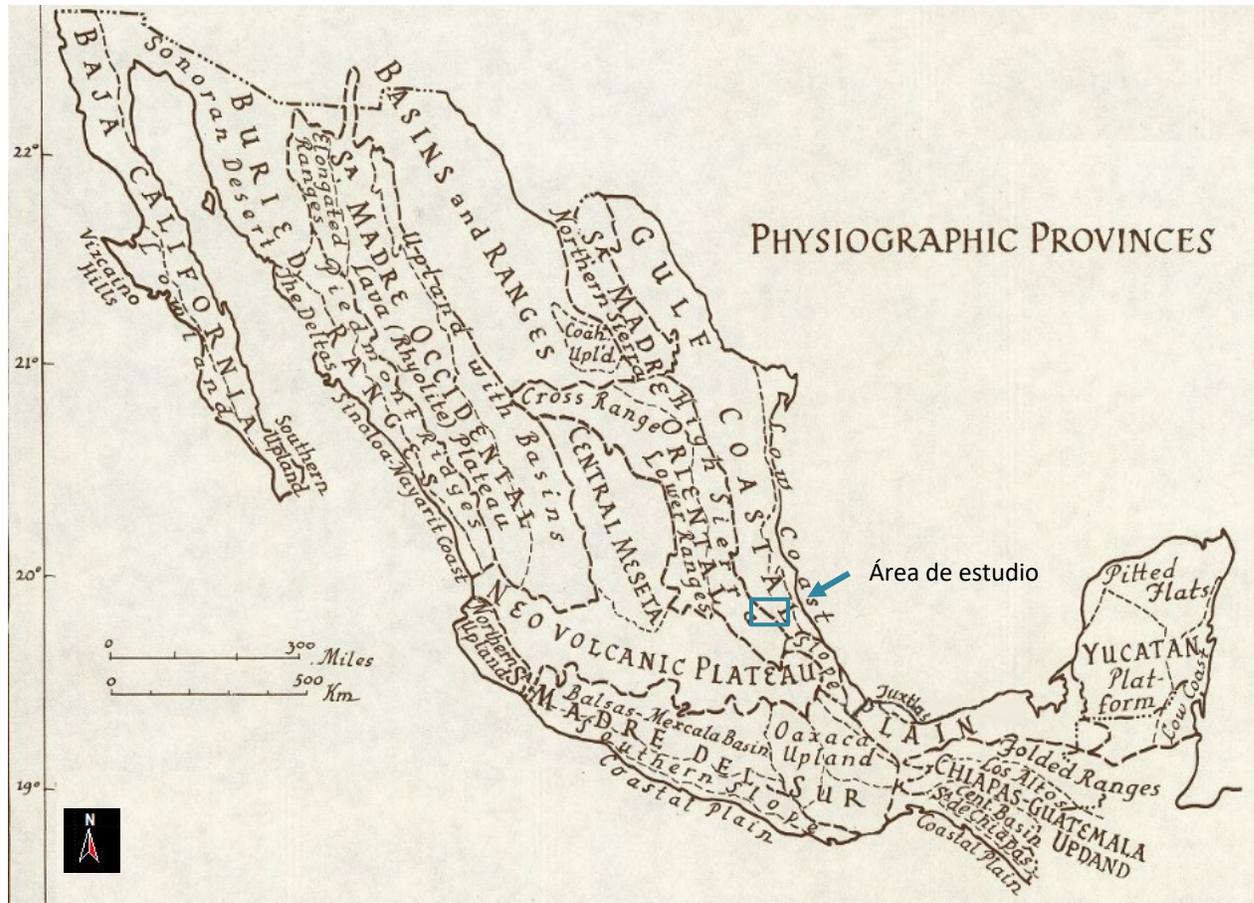


Figura 3.1 Provincias fisiográficas de México y señalada el área de estudio Tamazunchale (Raisz, 1964).

La zona de estudio Tamazunchale se encuentra en la parte nororiental de la Planicie Costera; Tamazunchale 14Q-e (5) (Instituto de Geología, 1988), cuya morfología se caracteriza por la planicie aluvial del Río Moctezuma por valles y colinas con alturas de 100 a 400 m constituidos por arenisca y lutita de la Formación Chicontepec (Suter, 1990).

La zona de estudio Tamazunchale se encuentra dentro del límite de la Sierra Madre Oriental con cadenas plegadas y cabalgadas con direcciones preferenciales NW-SE, con culminaciones topográficas de 2,000 m y 3,000 m (Suter, 1990).

Al sur de la zona de estudio por la Carretera Federal 120, coinciden con una serie de cabalgaduras que se desarrolló al oriente de la plataforma cretácica de Valles-San Luis Potosí. Al norte por la misma carretera, la culminación está formada por una serranía dentro de la plataforma, ubicada en el poniente entre el Valle de Guadalupe y hacia el oriente por la denominada cabalgadura de Xilitla. El Cerro Grande se localiza en la Sierra Xilitla y constituye al punto más alto de Tamazunchale con un aproximado de 2,930 m señalado en la (Figura 4). La Sierra de Xilitla puede explicarse por la interferencia del Anticlinal Cerro Grande con la Cabalgadura de Lobo Ciénega. Suter (1990) (Figura 4).

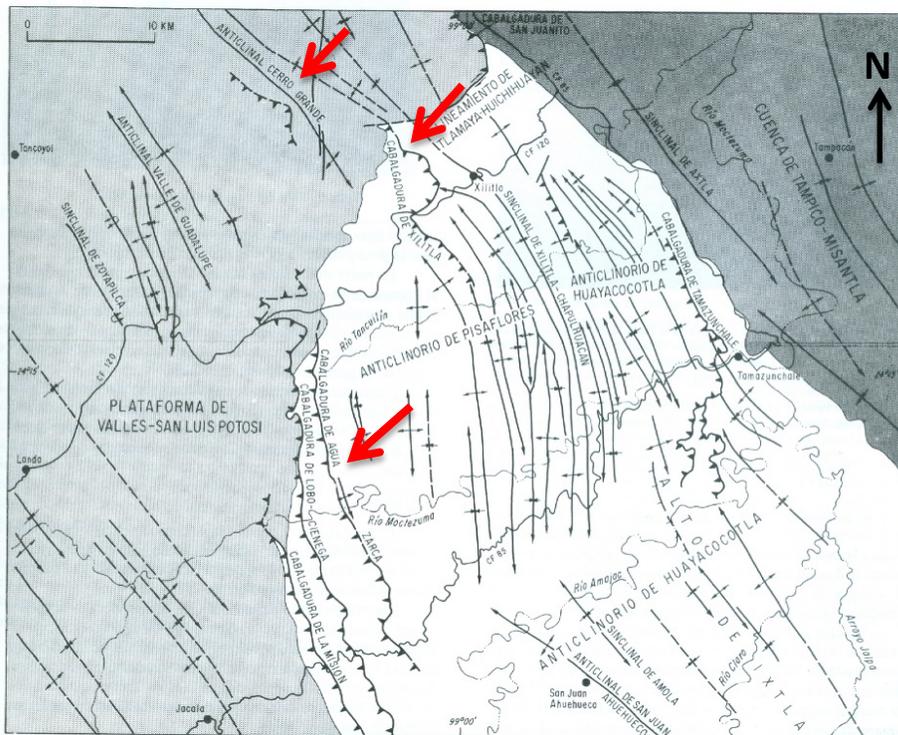


Figura 4. Mapa tectónico del área de estudio (Suter, 1990).

1.4.2.1. Rasgos Topográficos

Los rasgos topográficos de la zona de estudio pertenecen a la estribación de la Sierra Madre Oriental que se encuentra dentro de la plataforma de Valles-San Luis Potosí, y además la zona de estudio presenta rasgos topográficos como mesetas de basalto de la Formación Tlachinol al suroriental de la cartografía de Tamazunchale (Suter, 1990).

Los rasgos topográficos en formato KMZ de la zona de estudio de Tamazunchale presentan al occidente alturas de 2,017 m formando parte del conjunto de sierras de la Sierra Madre Oriental, al noreste con alturas de 62 m a 102 m que corresponden a mesetas que son formas de relieves más menos planas con alturas inferiores a 200 m (Figura 5).

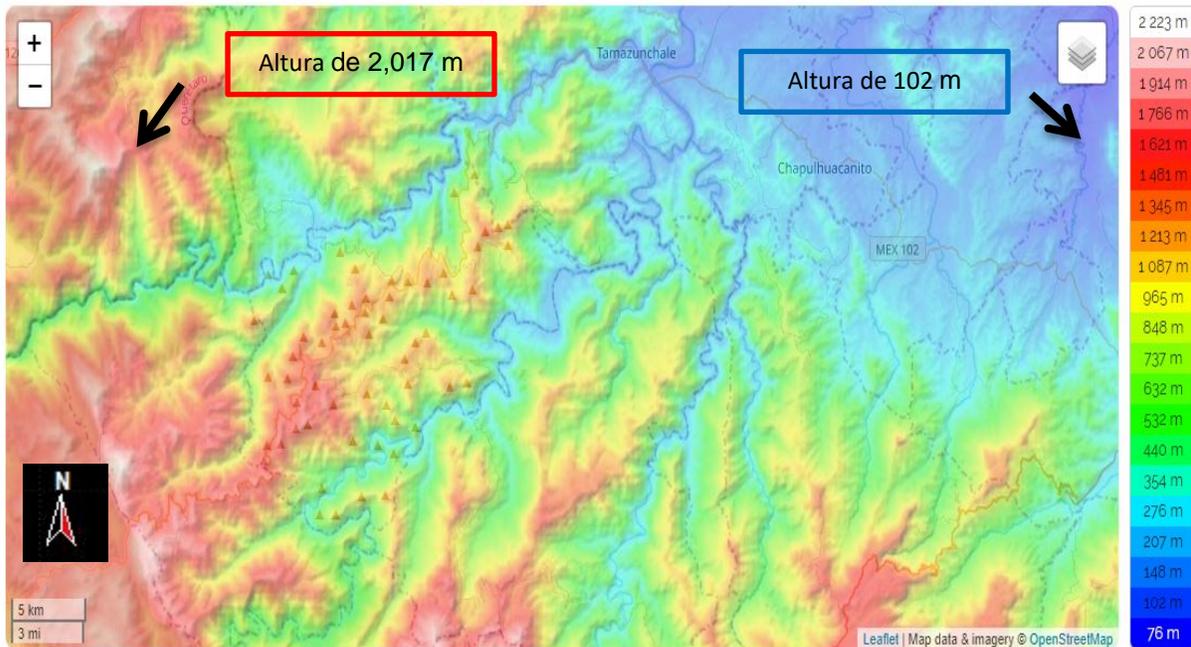


Figura 5. Rasgos topográficos de la zona de estudio Tamazunchale, representado con KMZ descargado de INEGI, 2019.

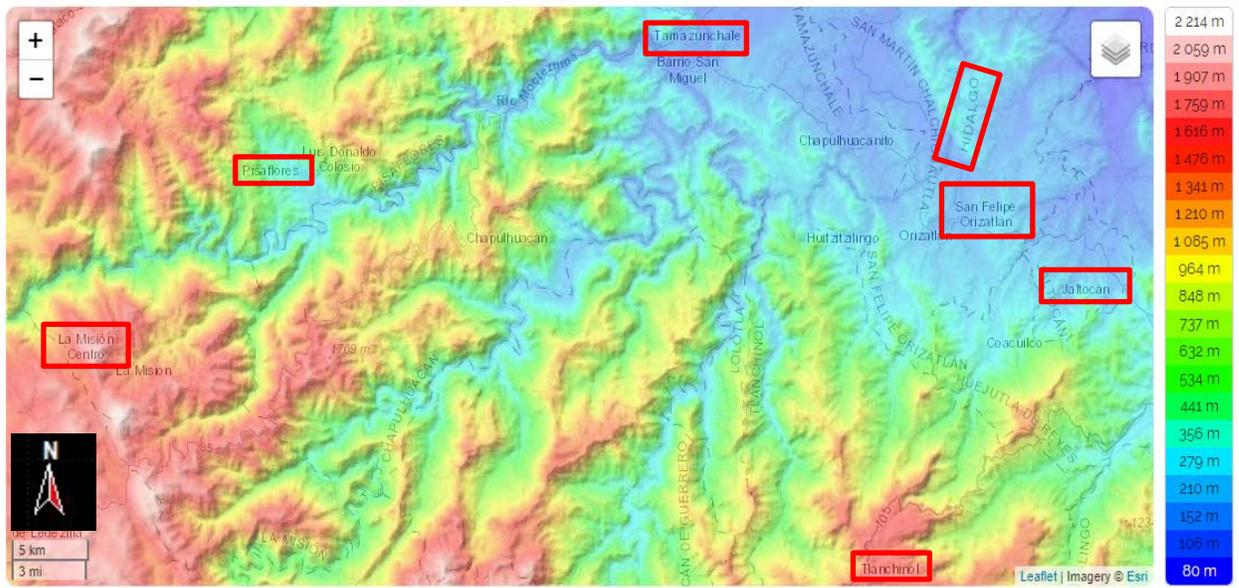


Figura 6. Principales municipios de la zona de estudio Tamazunchale señalados en rectángulo rojo y KMZ de rasgos topográficos descargado de INEGI, 2019.

1.4.3. Hidrografía

La zona de estudio se encuentra en la subcuenca hidrográfica del Río Moctezuma a excepción de (Figura 7) (Suter, 1990).

De acuerdo con Suter, (1990), el período donde se formaron las cuencas kársticas en las partes altas de la región occidental de Tamazunchale, fue seguido por una fase con drenaje superficial, asociado a una erosión lineal. La hipótesis anterior de Max Suter se apoya en lo siguiente: “(1) *algunas lagunas están erosionadas por la red de arroyos efímeros (p. ej., la laguna de Acatlán de Zaragoza); (2) el fondo, muy, plano, del valle del arroyo Hongos, entre Landa de Matamoros y La Vuelta, sugiere que también en este valle se formó anteriormente una laguna; (3) existen conos detríticos, señalados, en el mapa Tamazunchale (e.g., al norponiente de Jacala), sobre los fondos muy planos de algunas lagunas*” (Suter, 1990) y (Seegerstrom, 1961) describió al poniente de Tamazunchale, cuencas kársticas.

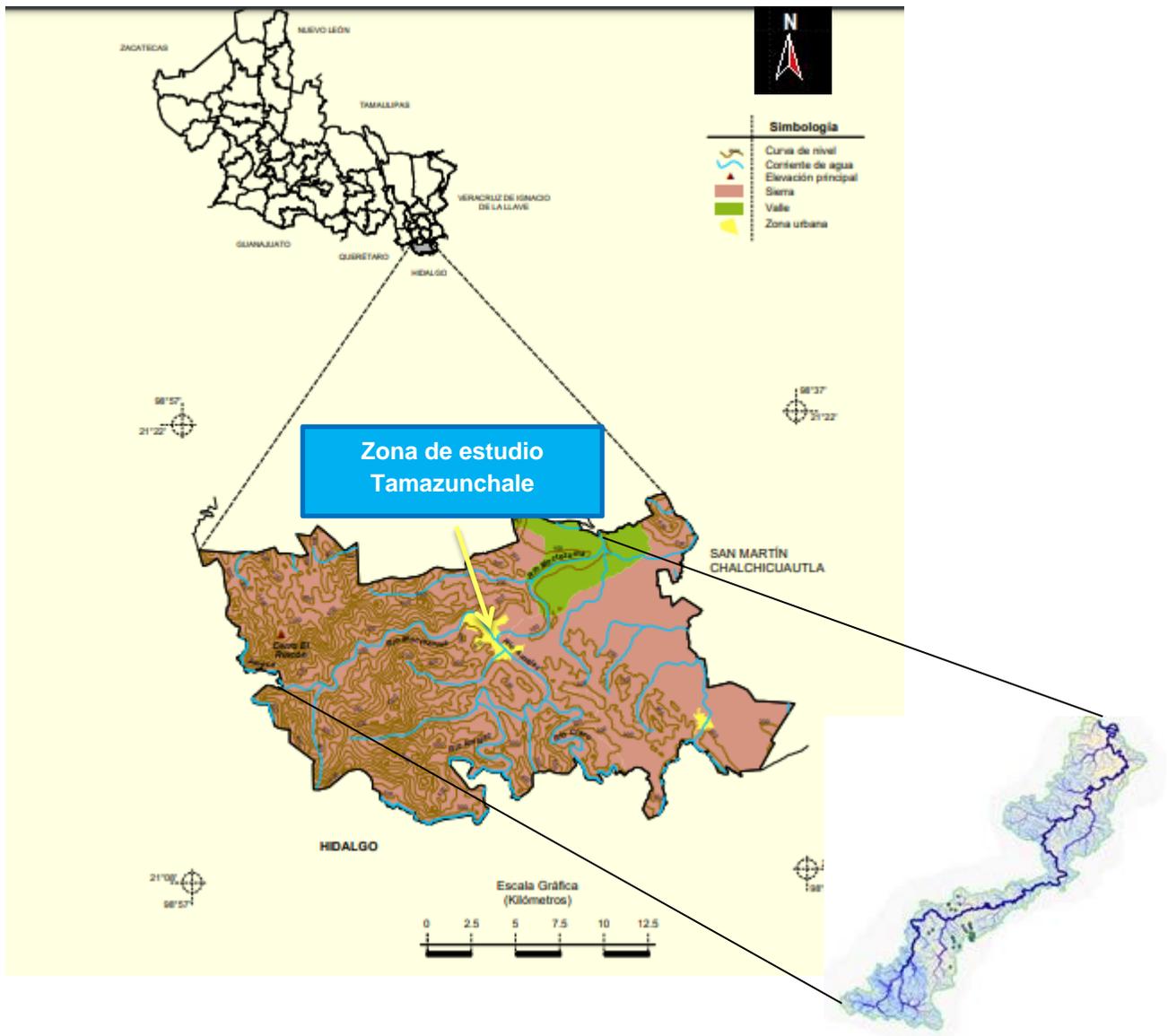


Figura 7. Subcuenta hidrográfica de Tamazunchale con el río principal Moctezuma (INEGI, 2019).

1.4.4. Clima y Vegetación

El clima y vegetación de la planicie costera al oriente de la Sierra Madre Oriental debajo de los 800 m es húmedo y caliente, la temperatura media anual es de 22°C a 24°C con precipitación anual de 2,000 mm y lo que corresponde a los meses más secos son desde febrero hasta abril (Figura 8) (Suter, 1990).

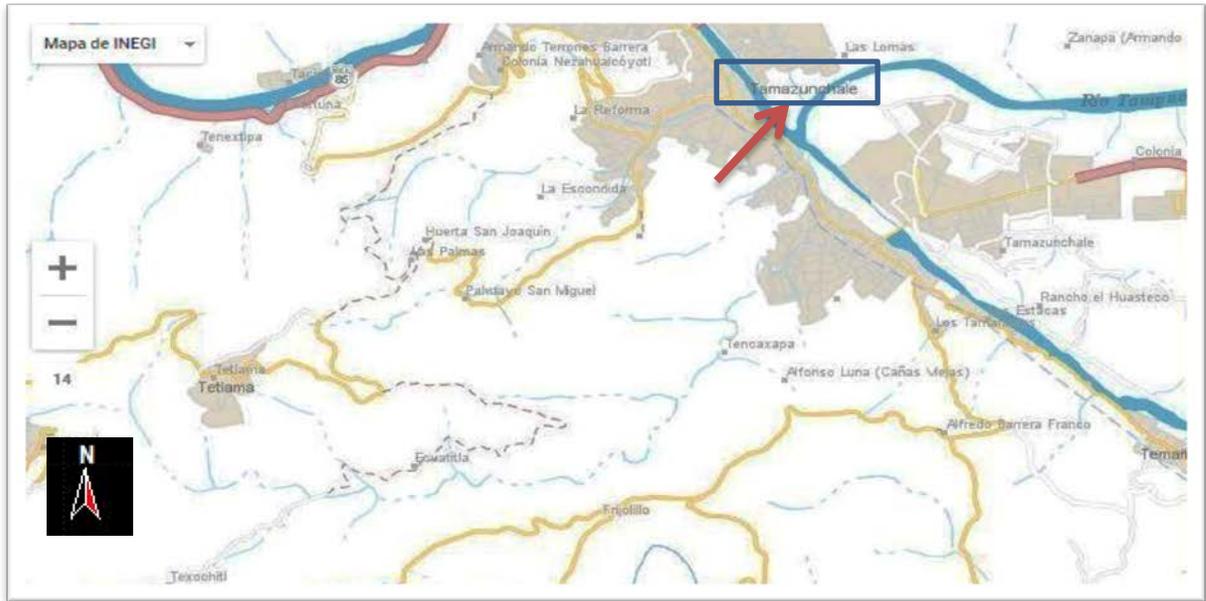


Figura 8. Mapa de Tamazunchale señalando y en tono gris las precipitaciones, mapa tomado de INEGI, 2019.

El clima templado semicálido de montaña de la Sierra Madre Oriental representa una temperatura anual de 16°C a 19°C alrededor de los 1000 m con una precipitación aproximada de 2,000mm a excepción de la esquina sudoriental de Tamazunchale que llega hasta 2,600 mm y alta neblin (Figura 9). Con respecto a las partes más elevadas de la Sierra Madre Oriental tienen una temperatura media anual de 11° y 15°C con precipitación anual de 1,000 y 1,500mm. Al poniente en la culminación de la Sierra Madre Oriental, la temperatura media anual es de 15° y 18°C con una precipitación menor que 1,000 mm, llegando a menos de 600 mm al poniente Jacala (Suter, 1990).



Figura 9. Clima templado semicálido húmedo señalado en verde oscuro y semicálido húmedo subhúmedo señalado en verde claro, mapa e información tomada de INEGI.

La distribución principal de suelos y ecosistemas de Tamazunchale se distinguen en cuatro categorías: (1) bosque tropical perennifolio que cubre la zona correspondiente a la planicie costera, el frente de la Sierra Madre Oriental hasta una altura de 800 m, (2) bosque mesófilo de montaña en zona de humedad alta al frente de la Sierra Madre Oriental a aproximadamente a los 1,000 m de altura (3) bosque de coníferas y de *Quercus* donde se encuentran en la región de la cimas de la Sierra Madre Oriental y por último, (4) matorral xerófilo que está al poniente de las cimas de la Sierra Madre Oriental (Figura 10), (Suter, 1990), (CONABIO, 1998).

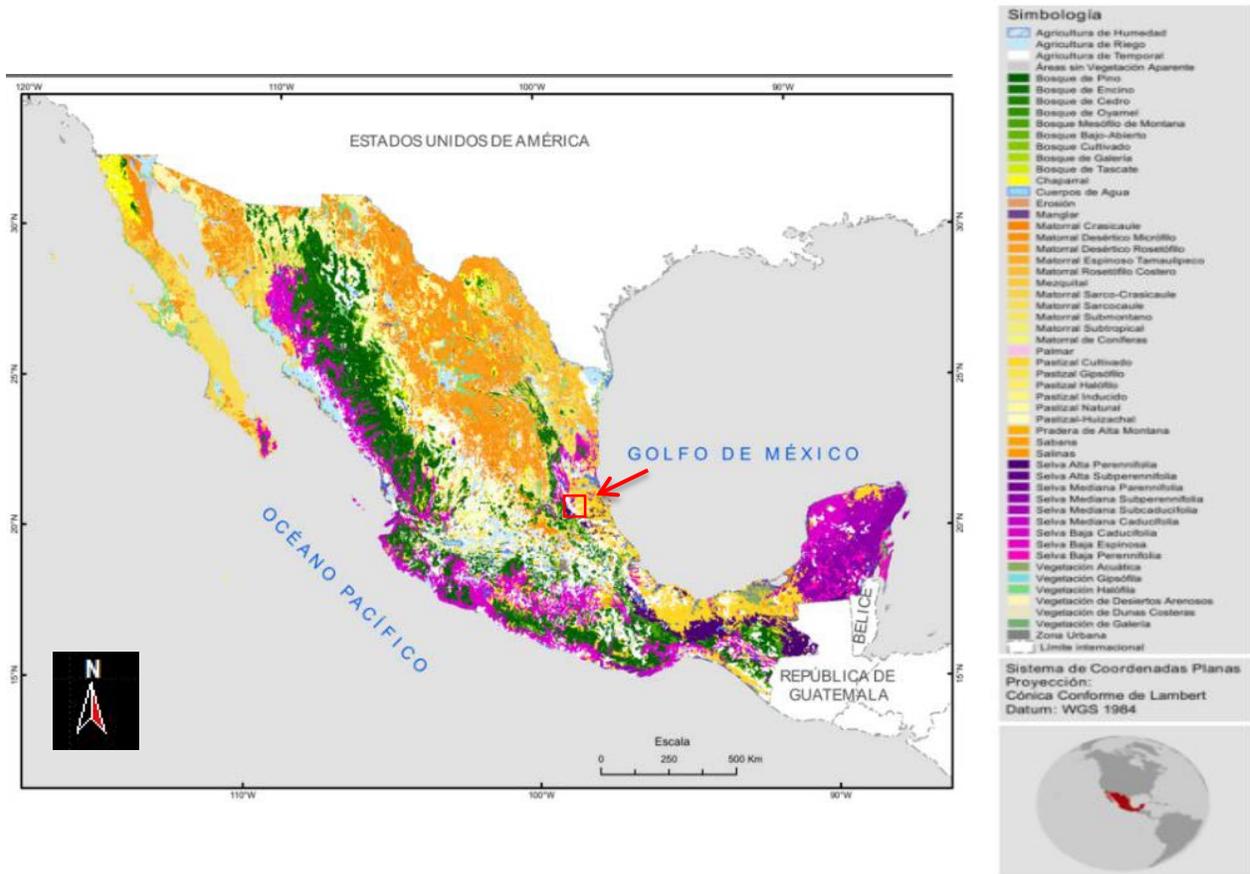


Figura 10. Zona de estudio señalando ecosistemas de INEGI agrupado por CONABIO, 1998.

La mayor parte de los cultivos agrícolas son naranja, caña y maíz en la zona de la planicie costera, por el contrario el frente de la Sierra Madre Oriental a una altura alrededor de 600 a 1,000m la vegetación de la zona esta sustituida por cultivos de café y árboles de sombra (Suter, 1990) (CONABIO, 1998).

2. METODOLOGIA

La metodología empleada para la elaboración del modelo estructural en 3D en el software *Move™* de *Midland Valley*, fue primero digitalizar la cartografía Tamazunchale 14Q–e (5) (Instituto de Geología, 1988) y delimitar la zona de interés a estudiar situado en entre las latitudes 21°15'00" N y 21°00'00" y las longitudes 98°40'00" y 99°05'00", se eligió esta área debido a las características geológicas estructurales de las Formaciones geológicas, posteriormente se delimito cada una de las Formaciones geológicas que afloran en la cartografía con la herramienta adecuada que proporciona el software para así ir digitalizando poco a poco cada una de las Formaciones y además los datos estructurales de cada Formación geológica, este paso es muy importante debido a que será utilizado para la construcción de secciones geológicas y posteriormente se inserta el DEM (Modelo de elevación digital) y se proyectó la cartografía digitalizada en el DEM.

La ubicación de las secciones geológicas se eligió por la orientación de las estructuras geológicas que presenta esa zona; para la creación de secciones geológicas se eligió la herramienta adecuada del software, para después designar el nombre de la sección geológica, el siguiente paso fue crear el relieve de la sección con vista en 3D con el DEM. Se proyectaron cada uno de los contactos geológicos que intersectan al relieve de la sección como "puntos" además proyectar los echados de cada Formación geológica cuidando que el rumbo intersecte en la sección y así poder construir las secciones. La creación del modelo geológico estructural 3D del área Tamazunchale, San Luis Potosí fue construido a partir de tres secciones geológicas con el procedimiento descrito anteriormente y para así tener la superficie en 3D de esta zona.

2.1. Cartografía revisada

La geología del área de estudio está basada en la cartografía geológica Tamazunchale 14Q–e (5) (Instituto de Geología, 1988) de Max Suter, la cual está compuesta por cuatro hojas cartográficas con las siguientes claves: F14-C39 (Ahuacatlán), F14-C49 (Jacala), F14-D31 (Tamazunchale) y F14-D41 (Chapulhuacán) a escala 1:50,000.

La carta geológica del área de estudio Tamazunchale 14Q–e (5) (Instituto de Geología, 1988) de Max Suter corresponde a una parte del área de San Luis Potosí y fue publicada por el Instituto de Geología en 1990 Núm.22, V.55. La cartografía señalada anteriormente se utilizó para el análisis de las Formaciones geológicas de Tamazunchale y la construcción del modelo geológico estructural en 3D de Tamazunchale.

2.2. Investigación documental

La elaboración de esta tesis geológica permitió acceder a artículos, libros y cartografía relacionados a ramas de la geología, como son la Estratigrafía, Hidrogeología, Geología Estructural, Geocronología, Paleontología, Tectónica, Geología local, Geología Regional y Geología Histórica, para comprender, la evolución de la zona delimitada a través del tiempo geológico y así poder entender el principal objetivo geológico estructural y un probable potencial petrolero; las referencias consultadas fueron citadas.

3. ANTECEDENTES Y.GEOLOGÍA REGIONAL

3.1. Estratigrafía

La Estratigrafía de la zona de estudio Tamazunchale está compuesta de veintiuna Formaciones geológicas (Figura 12) que abarcan del Precámbrico hasta el Cenozoico, cada una de las Formaciones geológicas está definida de manera sintética, incluyendo la litología, relaciones estratigráficas y edad, adicionalmente algunas Formaciones incluyen una descripción geológico petrolero, debido a que cumple con las características de roca generadora.

3.1.1. Eonotema Precámbrico Tardío

3.1.1.1. Basamento Metamórfico del Precámbrico Tardío (Proterozoico) del noreste del estado de Hidalgo

En el año 1956 se reconoce la presencia de rocas cristalinas en la Sierra Madre Oriental por un estudio geológico realizado en la zona por el Ing. Harald Von Kuegelgen, quien exploró las barrancas situadas al norte de Molango, en la parte nororiental del estado de Hidalgo, donde encontró un afloramiento de aproximadamente 10 km², en los valles Arrollo de Agua y Sal y de otros afluentes del Río Claro. Los resultados de este estudio se publicaron en Alemania en 1958 en un informe donde se describen todas las unidades estratigráficas por él reconocidas y la geología estructural de la región. La conclusión por el estudio hecho en la zona fue que las rocas más antiguas que descansan sobre el basamento metamórfico son del Liásico y las rocas cristalinas son más jóvenes, de edad Pre-carbonífera (Kuegelgen, 1958 p.316), equiparándolas con rocas metamórficas similares de la región de la Ciudad Victoria, Tamaulipas, descritas por Heim (1940).

La estratigrafía de esta región abarca el basamento cristalino que atraviesa del sureste al noroeste por la parte medular del Anticlinorio de Huayacocotla, en donde muestra una estructura alargada en dirección paralela a la Sierra Madre Oriental que representa el núcleo estratigráficamente más elevado de la Sierra (Fries y Rincón, 1965).

Las rocas más antiguas son gneises y esquistos que afloran en los valles más profundos en cinco áreas separadas. Destaca una de las áreas, al poniente del pueblo Huiznopala, en la parte centro occidental de la región, en donde el mayor afloramiento es el gneis con un espesor de más de 1,000 m interestratificado con pocas capas de esquisto y cuarcita, cortado por escasas vetillas de pegmatita así como por algunos diques máficos de color verde oscuro; la foliación está orientada en general en dirección noreste y tiene echados variables, aunque con valores menores de 30° con preferencia hacia el sureste. El basamento metamórfico es del Precámbrico Tardío y se explicará a detalle en la Formación Huiznopala (Fries Rincón, 1965).

3.1.2. Formación Huiznopala

Definición

La Formación Huiznopala fue definida por Ing. Harald Von Kuegelgen (1958) quien exploró las barrancas al norte de Molango al nororiente del estado de Hidalgo.

Localización y localidad tipo

En la zona de estudio Tamazunchale se encuentra el mayor afloramiento al sur, con extensión al SE y con menor extensión en la región de Molango, Hidalgo, está constituida principalmente por afloramientos de gneis del pueblo Huiznopala, este sitio es el más cercano y accesible al área de con mayor afloramiento del gneis, por lo que se denominó Formación Huiznopala a esta unidad estratigráfica, está constituida por las rocas más antiguas que existen en el área de este estudio. El gneis Huiznopala aflora principalmente en el valle del Arroyo de Agua de Sal y sus afluentes, mismos que siguen el rumbo de la foliación que es aproximadamente noreste. Los arroyos Acatepec y Cuizpala por el contrario siguen la dirección del buzamiento hacia el noreste con 45°, por lo anterior cortan un espesor considerable del complejo. Definió Fries Rincón (1965) como localidad tipo a los afloramientos que se presentan en el camino de herradura que conducen al sureste a Huiznopala, siguiendo el filo de la estrificación, hasta llegar al Arroyo Agua de Sal en un punto situado a un 1 km aguas debajo de su confluencia con el Arroyo Acatepec.

Litología y espesores

La Formación Huiznopala de acuerdo a Kuegelgen (1958) representa una sucesión de rocas clásticas sedimentarias formadas por capas interestratificadas de conglomerado, arenisca y grauvaca metamorfoseadas. Kuegelgen (1958) clasificó dos muestras al noreste de Tlazintla a 4km del poniente de Huiznopala clasificándola como gneis con textura blastomilonítica. La Formación Huiznopala aflora aproximadamente 250 m de espesor en la zona de estudio Tamazunchale debido a que la sepultura máxima del gneis ocurrió en el Pérmico (Fries y Rincón-Orta, 1965).

Antecedentes de la unidad

El autor Kuegelgen (1958) describió al gneis Huiznopala con textura blastomilonítica basado en estudios de petrografía, con dos muestras procedentes del punto más oriental del Río Claro, al noreste de Tlazintla y 4 km al poniente de Huiznopala. La primera muestra gneis presentó cuarzo con extinción ondulatoria, ortoclasa y plagioclasas sericitizadas, biotita verde parcialmente cloritizada y pseudomorfo piritizado según la cordierita, con apatito y zircón como accesorios. La segunda muestra presenta similitudes con la primera, la única diferencia que tiene muchos cristales grandes de granate y muestra una cloritización avanzada. La tercera muestra gneis procedente del Río Pilapa, aguas abajo de la confluencia de los arroyos Agua de la Sal y Cuizpala, está constituida principalmente de cuarzo con extinción ondulatoria, ortoclasa y plagioclasas muy sericitizada, biotita y diopsida completamente cloritizada con menor cantidad de cordierita piritizada, de textura blastomilonítica. La cuarta muestra gneis fue tomada en el Arroyo Agua de la Sal, a 150 m aguas abajo del contacto con la Formación Huayacocotla, está constituida por un gneis con textura blastomilonítica; los principales minerales de esta muestra son feldespatos casi totalmente sericitizados, biotita cloritizada y menor cantidad de cuarzo y carbonatos secundarios como accesorios y tiene una textura subporfídica con estructura fluvial en la matriz. La quinta muestra fue tomada a 100 m más debajo de la anterior con minerales principales de cuarzo con extinción es ondulatoria, ortoclasa y plagioclasa bien sericitizadas, diopsida algo conservada y biotita cloritizada, como accesorios zircón con halos pleocroicos, apatita y algunas hileras de granos de granate, la estructura es alotrimórfica al granito. La sexta muestra presenta similitudes a la quinta, con la excepción de que contiene abundante apatita como mineral accesorio.

Kuegelgen (1958), asocia el origen del metamorfismo de la región con esfuerzos de cizalla en la roca con textura blastomilonítica, porque también señala la presencia de mayor cantidad de grafito en casi toda la roca.

En la parte oriental del Río Tlahualompa, (Martínez-Pérez, 1962) colectó una muestra de roca formada por fragmentos “angulosos” y “subangulosos” de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa sódica,

con granate, biotita y óxidos de hierro, que probablemente fue generado por un metamorfismo regional.

Martínez-Pérez (1962.) sugiere que el gneis que aflora en los ríos Chinameca y Tlahualompa y forma parte de la Formación descrita metamórfica que aflora más al norte de Molango, aunque (Fries y Rincón, 1965) sugieren referir al metamorfismo como tipo “regional” dando por hecho la elevación de temperatura y presión, así como la presencia de esfuerzos de cizalleo, ya que el término “dinámico-térmico” sugerido por (Martínez-Pérez, 1962) tiene origen por procesos meramente locales.

Relaciones estratigráficas

La Formación Huiznopala subyace discordantemente a la Formación Pimienta en el arroyo Jalpa y la Formación Huizachal en el pozo Maguey-2A (Fries y Rincón-Orta, 1965).

Edad

La edad de la Formación Huiznopala es Precámbrico Tardío del Proterozoico por Kuegelgen (1958) (Figura 12).

Correlaciones

El gneis de la Formación de Huiznopala puede correlacionarse con el complejo metamórfico de la parte central de Oaxaca, donde las vetas de pegmatita atraviesan el gneis con edades diversas de 1,100 y 770 millones de años y petrográficamente y el grado de metamorfismo de la Formación Huiznopala y Oaxaca son casi iguales de manera que puede suponer que los sedimentos de estas dos regiones fueron depositadas al mismo tiempo (Fries *et al*, 1962).

3.1.2. Eratema Paleozoico (Pérmico)

3.1.2.1. Formación Guacamaya

Definición

La Formación Guacamaya fue definida por Carrillo Bravo (1965), esta formación se encuentra en el área del Anticlinorio de Huayacocotla con rocas clásticas del Pérmico Inferior.

Localización y localidad tipo

La Formación Guacamaya esta expuestas en la porción central del Anticlinorio de Huayacocotla, afloran en el arroyo de Chipoco a 4 km al W de Tlanchinol, Hidalgo y una superficie de aproximadamente 300 km² que se extiende desde pocos kilómetros al SE del camino Ixtlahuaco-Tlanchinol, hasta el Río Carpinteros (Carrillo Bravo, 1965).

Litología y espesores

El Paleozoico al noreste está representado por la Formación Guacamaya de origen marino, depositada durante el Pérmico, es la unidad estratigráfica más antigua que descansa discordante sobre el basamento con y una superficie de aproximadamente 300 km² en una secuencia rítmica de areniscas, conglomerados y lutitas de color gris oscuro que afloran en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina (Figura 12) (Carrillo Bravo, 1965).

Antecedentes de la unidad

Carrillo Bravo represento la Formación Guacamaya con la construcción de una sección geológica donde representa sedimentos del Pérmico Inferior con espesor aproximado de 2000 m, constituida principalmente por sedimentos arcillo-arenosos de tipo *flysch* muy similares a los que afloran en el núcleo del Anticlinorio de Huizachal y Peregrina (Figura 11) (Carrillo-Bravo, 1965).

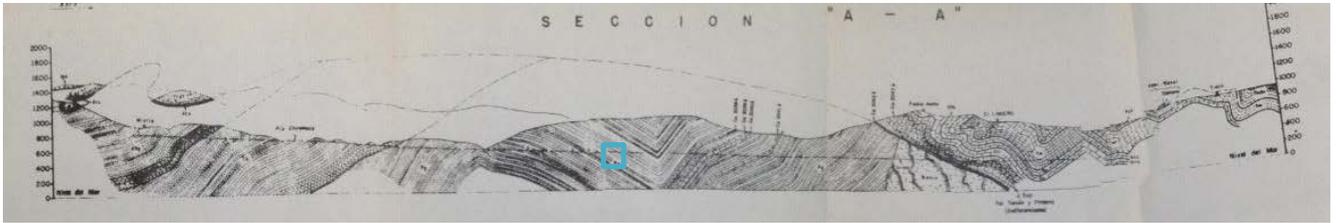


Figura 11. Sección de sedimentos del Pérmico Inferior (Carrillo-Bravo, 1965).

Dicha Formación no se observó en Tamazunchale pero Petróleos Mexicanos indica la existencia de un afloramiento de la Formación Guacamaya en el Arroyo Jalpa sin embargo, por la ubicación estratigráfica entre las Formaciones Tamán y Huiznopala pueden ser parte tanto de la Formación Guacamaya como de la Formación Huizachal o Cahuascal; dicho afloramiento se consignó a la Formación Cahuascal ya que tiene una Intercalación de rocas volcánicas (Suter, 1990).

Relaciones estratigráficas

Localmente se acuña con las rocas mesozoicas suprayacentes, con un espesor máximo de 960 m, se sabe que una parte de la Formación es del Pérmico Inferior, pero no se ha podido comprobar, si existen o no capas paleozoicas inferiores al Pérmico (Frías y Rincón, 1965).

La secuencia de la Formación Guacamaya que aflora en el Río Chinameca subyace en discordancia angular a las capas de la Formación Huizachal y está en contacto con la falla de gneis de edad pre-Carbonífera, gneis Huiznopala (Frías y Rincón, 1965). Sobre el camino Yatipán-Tianguistengo, Hidalgo, al W de Pemuxco, las rocas pérmicas subyacen discordantemente a la Formación Huizachal y al E de Otlamalacatla que están cubiertas, también discordantemente, por rocas del Jurásico Superior.

En el Río Tlahualompa, descansan discordantemente sobre esta Formación, las rocas de la Formación Huizachal, pero al E del Rancho Chalupa, los sedimentos Pérmicos se encuentran en contacto por falla con un gneis y unos metaconglomerados. Las rocas del pérmico que afloran en el camino de Tlahualompa, Hidalgo-Cholula Ver., se hayan cubiertas discordantemente por

estratos de la Formación Huizachal (Carrillo-Bravo, 1965).

Al N y NW de la zona estudiada por (Carrillo-Bravo, 1965), la Formación Guacamaya en ocasiones subyace discordantemente a rocas triásicas de la Formación Huizachal y en otros casos descansa sobre ella el Jurásico Superior.

Ambiente de depósito

La Formación Guacamaya corresponde a un depósito *flysch* de aguas profundas caracterizado por la presencia de capas turbidíticas de grano fino por (Gursky y Michalzik, 1989 en Stewart et al., 1999), con la presencia de icnofosiles indican aguas profundas y secuencias turbidíticas.

Edad

La Formación Guacamaya contiene abundantes fusulínidos, braquiópodos, pelecípodos, algunos trilobites y horizontes con abundante flora, por lo que no hubo problemas para definir la edad pérmico inferior (Carrillo-Bravo, 1965).

Los fusulínidos que colecto Carrillo Bravo (1965) en la Cuesta de Tepichulco (sobre camino Xochicoatlán-Manitla, Hidalgo), en el Rancho Tepichilco y sobre el Río Chinameca fueron estudiados y clasificados por el Dr. J. W. Skinner y clasifico como se muestra a continuación:

1) *Paraschwageria sp.* Esta especie es similar a *Paraschwagerina roveloi* Thompson y Miller de la parte media de la Caliza La Vainilla, de Chiapas.

2) *Shwagerina sp.* Especie parecida a *Shwagerina figueroai* Thompson y Miller, también de la parte media de Caliza La Vainilla.

3) *Schwagerina sp.* Esta es una especie muy avanzada del género, no muy parecida a las especies antes descritas.

4) *Pseudoschwagerina sp.* El Dr. Skinner menciona, las correlaciones del Río Chinameca y el Río Chinameca y el Rancho Tepichilco contienen únicamente pocos fusulínidos parecidos a las

primeras tres especies mencionadas y todas probablemente son de la misma Edad Lo anteriormente descrito se puede correlacionar con la parte baja del piso Wolfcamp, del oeste de Texas y con la mitad inferior de la Caliza Vainilla de Chiapas.

La macrofauna colectada es de edad Pérmica Inferior, con base en trilobites (*Phillipsia sp.*).

Correlaciones

Las correlaciones de la Formación Guacamaya las describe Dr. Skinner debido a que las colecciones del Río Chinameca y del Rancho Tepichilco contienen únicamente pocos fusulínidos parecidos a las especies *Paraschwageria sp*, *Shwagerina sp*, *Schwagerina sp*, *Pseudoschwagerina sp*, todos probablemente de la misma edad y se puede indagar a una correlación con la parte del piso Wolfcamp del oeste de Texas y con la caliza Vainilla de Chiapas (Carrillo-Bravo, 1965).

3.1.3. Eratema Mesozoico (Triásico-Jurásico Medio)

Se describe a continuación un breve resumen del Eratema Mesozoico sobre las Formaciones geológicas que la integran de acuerdo a la clasificación de edad y relación estratigráfica, sobre la Formación Guacamaya anteriormente descrita en esta zona de estudio descansa discordante el Mesozoico, representado localmente por la Formación Huizachal, constituida por depósitos clásticos continentales de capas rojas. La Formación Huizachal sobreyace al gneis en algunos lugares y a la Formación Guacamaya en otros, mientras que en otras localidades está ausente por erosión posterior al depósito. Su espesor varía hasta un máximo de 1,400 m según (Martínez Pérez, 1962) y (Frías y Rincón, 1965). En un estudio del Instituto de Geología de la U.N.A.M. en la región de San Mateo, Hidalgo, en una limolita arenosa amarillenta, se colectaron impresiones de plantas que indican una edad del Triásico Superior (Silva-Pineda, 1963) (Frías y Rincón, 1965).

La siguiente unidad es la Formación Huayacocotla del Liásico (Imlay *et al.*, 1948), constituida por sedimentos marinos con amonitas y que también descansa discordante sobre el basamento. Tiene un espesor mayor a 600 m. Lateralmente se correlaciona con la Formación Cahuwasas (Carrillo Bravo, 1965), compuesta de capas clásticas rojas de origen continental, estructuralmente se presenta con una discordancia angular sobre una u otra de las unidades anteriores, incluyendo el gneis, con espesor de 40 m, de edad posterior al Liásico y anterior al Calloviano, por lo que se considera del Jurásico Medio (Frías Rincón, 1965).

La próxima transgresión marina es la Formación Tamán en el Oxfordiano y Kimmeridgiano, esta unidad esta discordante encima una con la otra de las unidades anteriores, incluyendo también al gneis, localmente al norte de Xichicoatlán, aparece por debajo de la Formación Tamán una caliza clástica llamada Calcarenita Tepexic (Erben, 1956), que es posterior a la Formación Cahuwasas y se considera por la fauna explorada de edad Calloviano, el espesor aproximado de la Formación Tamán es alrededor de 120 m (Martínez Pérez, 1962) exceptuando algunos sitios cercanos al basamento en donde se adelgaza y no se acuña totalmente (Frías Rincón, 1965).

La Formación Pimienta pertenece a la unidad superior al Jurásico (Bondelos, 1956) y (Carrillo Bravo, 1961), es del Portlandiano en su parte inferior y del Berriasiano y Valanginiano (Cretácico Inferior) en su parte superior. (Bondelos, *op. cit.*), (Frías Rincón 1965), calculó un espesor aproximado de 250 m para la Formación Pimienta en la región situada a unos 40 km más al noreste de Molango esta Formación y las que siguen son de origen marino y muestran contactos transicionales o cuando menos aparentan tener concordancia estructural (Erben K.H, 1956), (Frías Rincón 1965).

El periodo Cretácico Superior se representa por la Formación Agua Nueva de edad Tutoniana, seguida por la Formación San Felipe de edad Coniacense y finaliza con la Formación Méndez, cuya parte superior es de edad Maestrichtiana. Es importante mencionar que las unidades anteriores representan el flanco nororiental del Anticlinorio de Huayacocotla con facies notoriamente diferentes (Frías Rincón, 1965). El espesor de las Rocas del Cretácico Superior se

encuentra en la parte nororiental de la región de Molango con espesor aproximado de 500 m (Fries Rincón, *op. cit.*).

3.1.3.1. Formación Huizachal

Definición

El autor Imlay (1948) definió la Formación Huizachal justo en el área del Anticlinorio de Huayacocotla, pero actualmente se usa para la Formación compuesta por lechos rojos por (Carrillo Bravo, 1965).

Localización y localidad tipo

La localización de la Formación Huizachal en la zona de estudio se encuentra al NE con poca extensión de área, cerca del Río Amayac. La localidad tipo se ha designado el Valle de Huizachal, aproximadamente a 20 km al SW de Ciudad Victoria, Tamps.

La Formación Huizachal expuesta dentro del Anticlinorio de Huayacocotla, el autor Shiferdecker describe bajo del Liásico 300 m de arenisca conglomerática, cuarcitas y lutitas rosadas, verdes y negras cuya interpretación la describe como una probable falla o secuencia invertida (Carrillo Bravo, 1965).

Litología y espesores

La Formación Huizachal se define por una secuencia muy extensa de más de 2 000 m de espesor de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerado de color rojo verde y gris verdoso (con predominancia al color rojo), incluye fauna del Triásico Superior que cubre en discordancia angular en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina a sedimentos paleozoicos o rocas de probable edad Precámbrica.

De acuerdo a autor et al. Carrillo Bravo (1965) en el Río Chinameca la Formación Huizachal tiene más de 1,300 m de espesor y en sentido ascendente está compuesta por las siguientes litologías:

1) \pm 20 m de conglomerado mal clasificado compuesto por fragmentos de cuarzo y rocas paleozoicas subyacentes.

2) \pm 200 m de conglomerados cuarcíferos de color blanco y gris verdoso en capas gruesas, algunas ocasiones alternan con capas de arenisca cuarcífera de color crema amarillento y delgadas capas de lutita gris verdosa.

3) \pm 600 m de arenisca cuarcíferas de grano fino y medio, de color crema amarillento y gris claro ligeramente verdoso en capas medianas a gruesas, con estratificación cruzada, en algunas ocasiones alternan con capas delgadas de lutitas verdes y rojas.

4) \pm 500 m de areniscas de grano medio a grueso, en tonos gris claro a ligeramente verdoso en capas medianas y gruesas, con zonas conglomeráticas que alternan con estratos delgados de lutitas y limolitas de color gris verdoso y rojo.

En los Ríos Tianguistenco, Soyatla y Tlahualompa, la Formación Huizachal varía de 1 000 y 1,200 m, se representa de base a cima de la siguiente manera:

1) \pm De 7 a 20 m de conglomerado mal clasificado constituido por cantos redondeados de arenisca de color negro a gris verdoso, cuarzo y fragmentos de lutitas de color gris verdoso.

2) \pm 175 a \pm 200 m de conglomerados de cuarzo blanco en capas que varían de 20 cm a más de 1.5 m, en algunas ocasiones alternan con lechos delgados de lutitas de color gris verdoso.

3) \pm 300 m de areniscas cuarcíferas de grano fino, medio y grueso, de color crema amarillento y gris verdoso en capas medianas a gruesas con estratificación cruzada y restos de plantas fósiles que en ocasiones se alterna con capas delgadas de lutitas de color gris verdoso con laminillas de mica

4) \pm 300 m de arenisca cuarcífera de grano medio a grueso, en capas medianas que se alternan con estratos de lutitas de color verde a gris verdoso; algunas veces con capas de areniscas con fragmentos angulares de lutitas negras y de tallos de plantas.

5) \pm 300 m de areniscas de grano medio a grueso de color gris verdoso en capas medianas a

gruesas, que alternan con cuerpos de lutitas de color gris verdoso, gris oscuro y negro, varias de los estratos de lutitas contienen pelecípodos y plantas fósiles.

En el camino de Tlahualompa, Hidalgo, San Mateo, Ver., aflora una sección de 1 400 m compuesta de abajo a arriba de conglomerado de cuarzo de color blanco ligeramente verdoso de areniscas cuarcíferas de color crema amarillento a gris verdoso, areniscas cuarcíferas de color crema amarillento gris verdoso, lutitas limolitas rojas y verdes con pocas lutitas oscura.

Antecedentes de la unidad

Las descripciones litológicas de Imlay (1948) son obsoletas debido a que los lechos definidos por Imlay actualmente pertenecen a la Formación Cahuascal y la Formación Huizachal actualmente se usa para la Formación compuesta por lechos rojos la cual subyace de Huayacocotla (Carrillo Bravo, 1965).

Relaciones estratigráficas

En el Río Chinameca la Formación Huizachal subyace discordantemente de la Formación Huayacocotla y cubre en discordancia angular a rocas del Pérmico Inferior, en los Ríos Coyumetla, Soyatla y Tlahualompa los sedimentos de la Formaciones Huizachal descansan en discordancia angular sobre las rocas del Pérmico y están cubiertas discordantemente por capas del Triásico (Carrillo Bravo, 1965).

La Formación descansa discordantemente sobre lutitas y areniscas pérmicas y debajo de rocas piroclásticas del Terciario. En el camino por San Mateo y Ver., la Formación Huizachal está cubierta discordantemente por rocas del Jurásico Superior y cubre a sedimentos Pérmicos. Al norte de la zona, en el Río claro y alguno de sus afluentes, cubre discordantemente a gneises y granitos de edad más antigua (pre-Pérmica) y subyace a la Formación Huayacocotla (Figura 12) (Carrillo Bravo, 1965).

Edad

De acuerdo con la autora Silvia Pineda (1963) propuso la edad del Triásico para esta Formación (Figura 12) con base en fósiles de plantas a lo largo del camino Tlahualompa a San Mateo, zona de la Formación Huizachal donde se encuentran abundantes restos (Silvia Pineda, 1963).

Los fósiles identificados son:

Todites sp (Probablemente nueva).

Mertensides bullatus(Bunbury) Fontaine, presente en el Triásico Superior de sur de Estados Unidos y de Europa.

Thaumatopteris cf. T Kochibi (Yokoyama) Oishi y Yamasita presente en el retico de Japón. Es un género muy abundante en el Triásico Superior sobre todo en el Rético y también existe, aunque menos abundantes del Jurásico Inferior y Medio del mundo.

Sphenopteris cf. S. desmomera Saporta, especie del jurásico de Inglaterra; se encuentra tanto en el Triásico Superior del sur de África como en el Rético-Liásico de Suecia y Groenlandia

De acuerdo a los datos de Silva Pineda (1963) la Formación Huizachal pertenece al Triásico Superior.

Correlaciones

Las rocas del área explorada se correlacionan dentro del Anticlinorio de Huayacocotla y en la Barranca de Tolapa cerca de Huauchinango, Puebla, con los bloques de conglomerados de cuarzo y areniscas rojas por Carrillo Bravo (1965).

3.1.3.2. Formación Huayacocotla

Definición

La Formación Huayacocotla fue definida por Imlay (1948) constituida por sedimentos marinos con amonitas.

Localización y localidad tipo

La Formación Huayacocotla fue definida por Imlay (1948) con rocas arcillosas oscuras del Jurásico Inferior que afloran en las montañas que rodean la Huasteca (Carrillo Bravo, 1965) la localización en la zona de estudio es al SE del municipio Tamazunchale con localidad tipo en los afloramientos a lo largo del Río Vinasco al sur de la población Huayacocotla.

Litología y espesores

La Formación Huayacocotla aflora una extensa distribución de rocas en la parte central del Anticlinorio del mismo nombre, el área estudiada por Carrillo Bravo fueron observadas por los siguientes caminos de Xochicoatlán-Manitla, Tianguistengo-Pemuxco, Tianguistengo-Tlahualompa y en los Ríos Coyumetla, Chinameca, Tianguistengo y Tlahualompa.

De acuerdo a Carrillo-Bravo (1965) la Formación Huayacocotla aflora en el Río Coyumetla de base a cima está constituida por un conglomerado basal de aproximadamente 20 m de espesor, compuesto por fragmentos de diferentes tamaños de areniscas y lutitas, cementadas por material arcilloso arenoso de color gris oscuro, la secuencia siguiente de este conglomerado se hallan más de 40 m de calizas arenosas y areniscas calcáreas de grano medio a grueso con pelecípodos, sobre el cuerpo de las calizas se hallan más de 500 m de lutitas de color gris oscuro y negro, carbonosas, que se alterna con lechos medianos y delgados de areniscas de color gris oscuro

El autor Carrillo-Bravo (1965) describe que la Formación Huayacocotla abarca el Río Chinameca, se compone de abajo a arriba de un banco de aproximadamente 20 m de espesor de conglomerado mal clasificado y compuesto por fragmentos de varios tamaños de arenisca rojas y

verdes, cementado por material arcilloso-arenosos de color verde que cubren al conglomerado anterior, existen más de 50 m de calizas arenosas de color gris oscuro a negro, con pelecípodos en capas medianas, areniscas de color gris en estratos medianos y lutitas negras carbonosas sobre de esta litología se encontraron más de 4 m de conglomerados mal clasificado, compuestos por fragmentos de lutitas negras y areniscas rojas y verdes, sobre dicho cuerpo de rocas se encuentra una extensa sección de más de 800 m de espesor de lutitas de color gris obscuro y negro micacíferas que se alteran con capas delgadas y areniscas arcillosa de grano medio de color gris obscura negro, la parte inferior de esta sección se observaron fragmentos de tallos de plantas y en la porción media y superior contiene amonitas y pelecípodos.

El autor Carrillo-Bravo (1965) describe que en los Ríos Tianguistenco y Tlahualompa la Formación de base a cima, se compone de ± 8 m de conglomerados mal clasificados constituidos por fragmentos subredondeados de areniscas de color gris claro, rojo y gris verdoso con 10 m de areniscas de grano grueso a conglomerático de color café rojizo en capas medianas, sobre de este cuerpo clástico se hallan ± 40 m de areniscas calcáreas de color gris obscuro a negro en capas medianas a gruesas, estas areniscas calcáreas son similares a las observadas en los Ríos Coyumetla y Chinameca, sobre el cuerpo de areniscas calcáreas se encuentra la sección de más de 1,000 m de espesor de lutitas negras carbonosas, ligeramente arenosas y micáceas con abundantes sulfuros de fierro, en bancos gruesos que alternan con areniscas de grano medio y color negro en estratos medianos a gruesos, en la parte inferior de este cuerpo se encuentran, escasos lentes de caliza arcillosa de color negro y algunos horizontes con pelecípodos y amonitas, en la porción superior de la sección el contenido arenoso se incrementa.

Antecedentes de la unidad

Los antecedentes de la Formación Huayacocotla fueron descritas por el autor Imlay (1948) como el principal autor de la descripción de la Formación Huayacocotla.

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas de la formación geología están en los Ríos Coyumetla y Chinameca, el camino Tianguistengo-Pemuxco y el Río Tianguistenco, la Formación Huayacocotla subyace en una discordancia a la Formación Cahuizas y descansa también discordantemente sobre la Formación Huizachal.

La Formación Huayacocotla suprayace discordantemente a la Formación Huizachal y está cubierta en fuerte discordancia angular por calizas del Jurásico superior, estas relaciones fueron observadas por Carrillo-Bravo (1965) en las localidades de Ríos Coyumetla y Tlahualompa.

Ambiente de depósito

El autor Imlay (1948) interpreto un ambiente cercano a la costa de una bahía con una circulación deficiente con fauna de amonites que sugiere condiciones de depósito marinas someras de baja energía en zonas de plataforma cercanas al continente (Pemex, 1988)

Edad

El autor Imlay (1948) definió la edad y la indicaron las amonitas encontradas en lutitas de la Formación Huayacocotla en el camino Xochicoatlan-Manitla que fueron estudiadas y clasificadas por el Dr. R. W. Imlay como *Amioceras sp.*, y corresponden a la edad Jurásica inferior (Figura 12).

Correlaciones

De acuerdo con los autores Suter (1990), Schmidt-Effiing (1980) y Salvador (1987) la Formación Huayacocotla forma parte de un cuenca de extensión (rift basin) con NNW-SSE con una longitud de aproximadamente 600 km y un espesor de 200 km que se localiza entre la Sierra Catorse y Veracruz y la interpretación del autor Schmidt-Effiing (1980) forma parte de un brazo de la apertura del Golfo de México aunque Imlay (1980) sugiere la conexión con el Pacífico y no con el protogolfo de México.

3.1.3.3. Formación Cahuwasas

Definición

La Formación Cahuwasas fue definida por Carrillo-Bravo (1958) como una secuencia de más de 1,000 m de espesor de areniscas, conglomerados y limolitas de color rojo que aflora en la porción central de la Sierra Madre Oriental en los estados de Hidalgo y Veracruz y al sur de la región petrolera de Pánuco-Ébano

Localización y localidad tipo

Los afloramientos que existen en el área de estudio son muy extensos y se encuentran en el Río Amajac y Río Claro y la localidad tipo de la Formación Cahuwasas se encuentra en el Rancho Cahuwasas, Hidalgo, sobre el Río Amajac, al SE de Chapulhuacan, Hidalgo (Suter, 1990).

Litología y espesores

La litología de la Formación Cahuwasas de acuerdo a Suter (1990) corresponde a conglomerado, escasa arenisca, limolita y lutita oxidados de color rojo donde se trata de depósitos aluviales dicha Formación mide entre 450 m y 650 m valor calculado por Suter.

Al oriente de la zona de estudio el espesor de la Formación se va reduciendo, sobre una distancia horizontal muy corta a cero; la ausencia de la Formación Cahuwasas en los afloramientos del valle del Río Amajac, al nororiente de Tetlapa y al oriente de Ixta, donde la Formación Huayacocotla está en contacto en la Formación Tepéxic, y en el Río Claro al norte de Acuímantla, ahí la Formación Huayacocotla está en contacto con la Formación Tamán, en el arroyo de Jalpa donde la Formación Huiznopala está en contacto de la Formación Pimienta

Antecedentes de la unidad

Los antecedentes de la Formación fue estudiada por Erben (1956) quien describió a la Formación Cahuwasas de la zona de estudio como parte de la Formación Huizachal lo cual es obsoleto con lo que actualmente se conoce.

Relaciones estratigráficas

En la zona de estudio la Formación Cahuwasas subyace en discordancia angular a la Formación Tepexic y suprayace a la Formación Huayacocotla (Suter, 1990).

De acuerdo a Carrillo-Bravo (1965) la Formación Cahuwasas subyace discordantemente a la Formación Tamán y cubre también discordantemente a la Formación Huayacocotla en el Río Amajac, la Formación Cahuwasas compuesta por calizas, calizas arenosas con fauna del Calloviano y subyace a sedimentos de la Formación Huayacocotla, en la región de Huahuetla-Cueva Ahumada, y también descansa sobre capas del Liásico y está cubierta discordantemente por calizas del Jurásico Superior (Carrillo Bravo, 1965).

Ambiente de depósito

Por el autor Salvador (1991) describe los cambios de espesor en la estratigráfica y sugiere que los lechos rojos del Jurásico Medio, fueron acumulados como abanicos aluviales y como depósitos fluviales y lacustres; también la presencia de lechos rojos no marinos sobreyaciendo a la Formación Huayacocotla (marina), es indicativo de una regresión durante la parte temprana del Jurásico Medio. Por su similitud litológica con la Formación La Joya, se infiere que esta unidad se depositó en abanicos aluviales, en una planicie aluvial continental arriba de la línea de supramarea en condiciones áridas o semiáridas; en una planicie aluvial marina abajo del límite de la supramarea o por inundación fluvial (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1999)

Edad

Menciona Suter (1990) y Carrillo Bravo (1965), no haber encontrado indicadores paleontológicos de la Formación Cahuassas sin embargo por la posición estratigráfica se puede asignar una edad más joven que el Pliensbachiano y más antigua que el Calloviano por lo tanto abarca parte o quizá todo el Jurásico Medio (Figura 12).

Correlaciones

En la región de Huehuetla-Cueva Ahumada, Ferh y Bonnard (1930) denominaron a las capas rojas como parte de la correlación de la Formación Cahuassas (Suter, 1990).

El autor Salvador (1991) correlaciona la Formación ente con la Formación La Joya (Anticlinorio de Huizachal-Peregrina) basándose en la similitud litológica y Relaciones estratigráficas

3.1.3.4. Formación Tepéxic

Definición

La Formación Tepéxic fue definida por Imlay (1952) describió la Formación como "Calcarenita Tepéxic o calcarenita marina (Erben, 1956).

Localización y localidad tipo

La localización de la Formación Tepéxic en la zona de estudio en el Anticlinorio de Huayacocotla encima de la Formación Huizachal con localidad tipo representado en el Río Necaxa Erben (1956) con localidad tipo encuentra en el Rancho Cahuassas, Hidalgo, sobre el Río Amajac, al sureste de Chapulhuacán, Hidalgo por Carrillo-Bravo (1965)..

Litología y espesores

La litología de esta Formación define al norte de Tamazunchale, cerca de Pisa Flores a 10 m debajo de su cima como grainstone oolítico (Suter, 1990), los afloramientos en el valle del Río Amajac descubiertos por (Erben, 1956) cerca de Tenango y por (Aguayo Camargo, 1977) cerca de Amixco.

El autor Aguayo Camargo (1977) describió en las partes basales y media, capas de 0.5 a 1 m de espesor con estratificación ondulada con textura de depósitos biomicrudita, biomicrita, bioespatita y pelespatita como componentes ooides, pellas, partículas compuestas (grapestone) así como bioclastos de moluscos y equinodermos .

La parte superior de la Formación Tepéxic está constituida por biomicrita de radiolarios y lutita de color negro, de 10 a 15 cm de espesor marcando la zona de transición con la Formación Santiago que la subyace (Aguayo-Camargo, *op. cit.*).

El ambiente de depósito es somero de borde de plataforma de pendiente moderada por descripciones de Aguayo-Camargo que permitió a (Suter, 1990) inferir que la Formación Tepéxic es un depósito litoral que inició una transgresión marina.

Antecedentes de la unidad

Los antecedentes más antiguos los refiere el autor Imlay (1952) en donde define a la Formación Tepéxic calcarenita marina.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tepéxic subyace concordantemente a la formación Santiago (Cantú-Chapa, 1969). En Tamazunchale el autor Suter (1990) muestra que la Formación Tepéxic se delimita a las áreas de Pisaflores en el Río Moctezuma y a la región Cahuasas en el Río Amajac. En el occidente del Río Amajac, la Formación Tepéxic cambia lateralmente a la Formación Santiago, cerca de campanas, mientras que al suroriente del Río Amajac, la Formación Tepéxic no existe (Suter,

1990).

El límite inferior de la Formación Tepéxic esta discordante con rocas de origen continental y se observan en Huehuetla, Hidalgo, en Ometepetl, Puebla y en camino Villa Juárez a la mina de Barita donde reposa discordantemente con la Formación Cahuascal esta última Formación tiene una estratificación cruzada (Cantú Chapa, 1969).

Límite superior de la Formación Tepéxic en Huehuetla, Hidalgo, es transicional y concordante con la Formación Santiago y está caracterizada con alternancia rítmica de capas de lutita (1.50 a 3.00 m) y capas delgadas de (10-5 cm) de caliza en Huehuetla, Hidalgo (Cantú Chapa, 1969).

En Tamazunchale en la parte superior, la formación está constituida por biomicrita de radiolarios y lutita de color negro de 10 a 15 cm de espesor marcando una zona de transición con la Formación Santiago que la subyace (Suter, 1990).

Ambiente de depósito

El ambiente de depósito lo asigno el autor Aguayo Camargo (1977) como un ambiente sedimentario somero al borde de plataforma con pendiente moderada y le permitió inferir que la Formación Tepéxic es un depósito litoral que se inició en una transición.

De acuerdo a Suter (1990) la Formación Tepéxic cambia lateralmente a un kilómetro al sur poniente de Amixco de la Formación Santiago de ambiente pelágico, con una inclinación regional que está afectada por la deformación cordillerana y alrededor de Amixco.

Edad

La Formación Tepéxic es considerada del Calloviano por el autor Cantú Chapa (1971) Erben, (1956) y Suter (1990) de los cuales Erben describe la base de la Formación Tepéxic en Huehuetla, Hidalgo, constituido por un cuerpo calcarenítico de 30 m de espesor, sin fósiles y está subyaciendo a la "Biolitita con *Liogryphaea nebrascensis*" (Figura 12).

Correlaciones

El autor Erben (1956) correlaciona la Formación Tepéxic con depósitos de transgresión por la existencia de granos gruesos, contenido arenoso de cuarzo y conglomerados que descansa encima de la Formación Huizachal.

3.1.3.5. Formación Santiago.

Definición

La Formación fue definida formalmente por el autor Cantú Chapa (1971) donde explica detalladamente con el nombre de “Tamán arcilloso” a los sedimentos que subyacen al llamado “Tamán calcáreo” dicho lo anterior no se apega a ninguna regla del Código de Nomenclatura Estratigráfica, además de que hace referencia al tipo de roca, por tal motivo (Cantú Chapa, *op. cit.*) propone el nombre de la Formación Santiago a un cuerpo de lutitas calcáreas de color gris oscuro.

Localización y localidad tipo

El nombre de la Formación deriva del arroyo Santiago y poblado, ubicados al suroriente de Tamán y define como localidad tipo al afloramiento localizado a lo largo de la carretera Federal 85 de la zona de Tamazunchale, al oriente de Tamán, la sección más completa de esta Formación dentro de la zona de estudio Tamazunchale se encuentra al poniente de los afloramientos de Tepéxic (Cantú Chapa 1969), (Suter, 1990).

Litología y espesores

La Formación Santiago está constituida por lutita y limolita de color gris azulado que varían a pardo negruzco, caliza arcillosa y caliza negra de estratificación delgada con textura mudstone-wackestone. La limolita de color gris azulado con pirita son predominantes en los afloramientos Pisaflores, mientras que en los afloramientos al oriente de Tamán es más calcárea, los espesores

de esta Formación son 200 m en el valle del Río Amayac con 300-400 m en los alrededores de Pisaflores (Suter, 1990.).

La lutita es un material predominante de la Formación Santiago en Tamazunchale Cantú Chapa (1969).

Antecedentes de la unidad

La Formación Santiago fue propuesta informalmente por Reyes (1965) como un miembro de la Formación Tamán pero Cantú Chapa (1969) fue elevada a la categoría de Formación.

Relaciones estratigráficas

El autor Cantú Chapa (1969) describe la Formación Tamán que suprayace a la Formación Santiago en contacto transicional, concordante y contacto discordante con la Formación Tepéxic (Figura 12).

Ambiente de depósito

Por los autores Pedrazzini y Basáñez (1978) basados en la composición limolítica calcárea y la ausencia de fósiles en la parte media de la Formación Santiago, señalan que se depositó en condiciones marinas tranquilas reductoras en facies de cuenca.

Edad

La edad de la Formación Santiago se determinó con base en amonites del Calloviano medio al Oxfordiano Tardío, descritas a detalle por Cantú Chapa (1969) (Figura 12).

Correlaciones

Las interpretaciones en cambios laterales de litofacies citados por Cantú Chapa (1969) presenta una paleogeografía donde hubo probablemente islas emergidas.

3.1.4. Eratema Mesozoico (Jurásico Tardío-Cretácico)

En el Jurásico y Cretácico Inferior de la zona de estudio está compuesta por sedimentos de aguas profundas con distribución amplia en las provincias geológicas de la Sierra Madre Oriental y la Mesa central que circundan a la Plataforma de Valles-San Luis Potosí y en el subsuelo de la cuenca Tampico Misantla. Los sedimentos de aguas someras fueron registrados por el informe técnico Petróleos Mexicanos. (1980). Los sedimentos de aguas profundas en general están representados por carbonatos de grano fino y al algunas localidades arcillosas en la base; estos sedimentos de aguas profundas asociados a los bordes de la plataforma y entre los límites de los estados de San Luis Potosí y Querétaro. Los sedimentos de aguas someras son carbonatos biógenicos depositados en un ambiente lagunar cambiando lateralmente hacia el centro de la plataforma sedimentos evaporíticos (anhidritas y dolomías). Cretácico Medio está representado por facies de aguas profundas, aguas someras y con litología mixta, dichas facies tienen una distribución superficial muy amplia en la Cuenca del Centro de México y en el subsuelo de la Cuenca Tampico Misantla. Cretácico Superior, constituido por facies de litología mixta (aguas profundas y someras) con estratos gruesos cálcareo-bioclasticos intercalados con cuerpos delgados de rocas calcáreas que cambian lateralmente a facies de aguas profundas como lo es la Formación de Agua Nueva Petróleos Mexicanos. (1980).

3.1.4.1. Formación Tamán

Definición

La Formación Tamán fue definida por Heim (1926), compuesta por una caliza negra bien estratificada de grano fino con textura mudstone que se alterna con lutitas negras y forman un anticlinal, el cual se encuentra el pueblo de Tamán al sur poniente de Tamazunchale (Suter, 1990).

Localización y localidad tipo

La localización de la Formación Tamán en la zona de estudio está situada al NW cerca de Pisaflores con localidad tipo en las cercanías del poblado de Tamán, San Luís Potosí, entre el Río Moctezuma y la carretera México-Laredo (Cantú-Chapa, 1969).

Litología y espesores

La Formación Tamán tiene un espesor de aproximadamente 150-200 m en la mayor parte de los afloramientos están al NW de Tamazunchale con 400 m a 500 m hacia la plataforma de valles de San Luis Potosí, al norte donde la Formación Tamán está constituida por caliza margosa con estratificación ondulada y concreciones abundantes de 0.1 a 1 m de diámetro.

Posteriormente Cantú Chapa (1969) describe micrita de color negro, en capas gruesas de 0.50 a 0.80 m de espesor que se alterna con capas de lutita gris-negro con espesores de 0.10 a 0.20 m, dicho contacto lo define como concordante transicional con la Formación Santiago.

Antecedentes de la unidad

El autor Heim (1926) define la Formación Tamán donde incluye la descripción de un anticlinal en el área de estudio y se encuentra al sur poniente de Tamazunchale.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tamán subyace concordantemente de la Formación Pimienta y su contacto es transicional y constituida por micrita arcillosa de color pardo oscuro a negro con espesores en estratos de 0.30 a 0.40 m que se alternan con capas de lutitas gris oscuro en capas 0.20 a 0.30 m, el contacto concordante transicional se marca, donde la micrita de la Formación Pimienta se vuelve más arcillosa y espesores de las capas de lutitas son iguales que las micrita (Cantú Chapa, 1969)

La Formación Tamán suprayace concordantemente al Miembro San Andrés, la cual reposa discordantemente sobre rocas de origen continental, que pertenecen a la Formación Cahuasas esto analizado por ayuda de pozos (Cantú Chapa, 1969).

Ambiente de depósito

Por los autores Hermoso De La Torre y Martínez-Pérez (1962) definen el ambiente de depósito como cuenca donde se observan estructuras sedimentarias primarias que indican condiciones de alta energía temporal, producida por corrientes de turbidez y finalmente el autor Pessagno *et al.* (1987) mencionan que la asociación de radiolarios, aptychus de amonites, pectínidos (*Aulacomyella*) y calpionelidos, de esta unidad se depositó en profundidades que van de abisal a batial.

Edad

La Formación Tamán de edad Kimeridgiano-Titoniano, la base de esta Formación contiene (*Ataxioceras*) *aff. subinvolutum* (*sieminadski*) y *Rasenia* (*Involuticeras*) *sp.*, del Kimeridgiano Inferior, donde se observan en Tamán, S.L.P. y en Huehuetla, Hidalgo (Cantú Chapa, *op. cit.*). La cima de la Formación Tamán contiene *Virgatosphinetes mexicanus* y *Aulacomyella neogaeae*, (Burckhardt, 1930), (Imlay, 1948) (Figura 12).

De acuerdo a Cantú-Chapa (1971), las unidades bioestratigrafías propuestas en zonas de los campos Soledad y Miquetla del NW, de Poza Rica, Ver., fueron observadas con constancia

horizontal y delimitación vertical y se considera proponer como zona paleontológica, la sucesión es la siguiente (Cantú Chapa, 1971):

- Zona con *Virgatoosphinctes mexicanus* y *Aulacomyella* (cima).
- Zona con *Glochiceras grfialar*.
- Zona con *Idoceras*.
- Zona con *Ataxioceras* (base).

Correlaciones

El autor Cantú Chapa (1969) propuso la Formación Tamán como unidad bioestratigrafía para el subsuelo del NW de Poza Rica, Ver., al comparar las *Idoceras*.

3.1.4.2. Formación Chipoco

Definición

La Formación Chipoco fue definida por Hermoso De La Torre y Martínez Pérez (1962).

Localización y localidad tipo

La localización en la zona de estudio comprende partes del Anticlinorio de Huayacocotla y límites de la Sierra Madre Oriental en San Luis Potosí, la localidad tipo de la Formación Chipoco, se encuentra en el margen meridional de Tamazunchale y al sur poniente de la zona de estudio (Suter, 1990).

Litología y espesores

El autor Suter (1990) definió el espesor de la formación de 50 m a 100 m en Tamazunchale y cambiando lateralmente a la Formación Tamán, al sur poniente de Ula, la cual está constituida por caliza margosa micrita de color negro y con estratificación mediana.

Las facies se depositaron en un ambiente marino lagunar con circulación restringida mencionado en ambos artículos escritos por Wilson (1975) y Aguayo Camargo (1977), pero por la nula facie de barrera entre depósitos pelágicos de la Formación Tamán y los *wackstone-packstone* con oncoides de la Formación Chipoco, hace poco probable el depósito de tipo lagunar, el depósito se hizo en un *shoal* sumergido aislado probablemente relacionado con el alto de Ixtla.

Antecedentes de la unidad

El autor Aguayo Camargo (1977) define de manera detallada la Formación Chipoco incluyendo aspectos como litologías y ambientes sedimentarios, Cantú Chapa (1969) estudio las relaciones estratigráficas entre el Miembro San Andrés y la Formación Tamán concluyendo que no siempre se guarda la misma posición estratigráfica.

Relaciones estratigráficas

Los afloramientos de la Formación Chipoco dentro de Tamazunchale se encuentran en ambos lados dentro del arroyo Jalpa, donde la Formación suprayace en contacto transicional a la Formación Cahuasas y subyace concordantemente a la Formación Pimienta (Figura 12).

El autor Aguayo (1977) menciona que el Miembro San Andrés subyace a la Formación Tamán e interdigitadas en el área Tamán en San Luis Potosí, Aguayo.

El depósito de la Formación Chipoco fue mar transgresivo, en un ambiente de plataforma externa y en borde de cuenca Petróleos Mexicanos (1980).

Ambiente de depósito

El autor Aguayo-Camargo (1977) interpreta de manera general que la Formación Chipoco en las secciones Calnali y Chipoco representa un ambiente sedimentario marino somero de plataforma con pendiente suave y cercano a la costa; mientras que en la sección Amixco se depositó en el borde de la plataforma y la sección San Antonio esta refleja condiciones marinas profundas, de talud con pendiente fuerte, depositada por medio de corrientes de turbidez.

Edad

La edad de la Formación Chipoco la determino el autor Aguayo (1977) de Kimeridgiano y Tithoniano con moluscos y corales solidarios y en la parte transicional con microfósiles de planctónicos, principalmente radiolarios (Figura 12).

Correlaciones

Por el autor Aguilera (1972) describe que la Formación Chipoco presenta rasgos genéticos similares a las Formaciones Olvido y Zuloaga, por otro lado el autor Suter (1990) la correlaciona en tiempo con la Formación Tamán.

Económico petrolero

Desde el punto de vista petrolero la Formación Chipoco se considera como una buena roca generadora de hidrocarburos, por estudios geoquímicos-orgánicos hechos en la localidad al W de Xilitla que demuestra el contenido de un buen potencial generador de gas y petróleo y se le considera como roca receptora en los sedimentos clástico-calcareos que se encuentran intercalados y/o sellados por depósitos calcáreo-arcillosos identificadas por Petróleos Mexicanos (1980).

3.1.4.3. Formación Pimienta

Definición

La Formación Pimienta fue definida por Heim (1926) denominado así por el poblado cercano.

Localización y localidad tipo

La Formación Pimienta denominada así por Heim (1926) ubicada a la orilla del Río Moctezuma, al sur poniente de Tamán, aflora a una distancia de un 1 km del poblado al norte, donde el flanco oriental del sinclinal de Xilitla-Chapulhuacán es atravesado por el Río Moctezuma, este afloramiento al norponiente del retorno de la Carretera Federal 85 y es considerada como localidad tipo de la Formación por Suter (1990).

Litología y espesores

La Formación Pimienta por Suter (1990) está compuesta por caliza micrítica negra, con estratificación delgada e intercalaciones y nódulos de pedernal negro, caliza arcillosa que contiene, en partes concreciones esféricas de caliza y por ultimo lutita en partes bentonítica de color café rojizo y verdusco, los buenos afloramientos con esta litología se distinguen mejor en la Carretera Federal 85 de la zona de estudio, al oriente del poblado, la Formación Pimienta así como el camino de Pisa Flores a Caracol, se distingue por su morfología con espesor de aproximadamente 300 m y desde luego varia por la tectónica de compresión de la zona y por consecuencia muestra adelgazamientos en los flancos de los pliegues y engrosamiento en los núcleos .

Antecedentes de la unidad

La Formación Pimienta estudiada por Muir (1936) define los estratos de la zona de Tamazunchale hasta el Jurásico Superior y por Heim (1926) está presente la Formación Pimienta en el Río Moctezuma sobre la zona de estudio.

El contenido faunístico descrito por Bonet (1956) y la configuración estructural Carrillo Bravo (1965) indican que se trata de la parte alta de la Formación Pimienta y la parte baja de la Formación Chapulhuacán, la facie es idéntica a la micro facie estándar clasificada por Wilson J.L en 1975 y puede interpretarse como depósito de talud externo de una plataforma carbonatada.

El depósito de los sedimentos de la Formación Pimienta corresponde a aguas profundas bajo un régimen hidrodinámico de baja energía

Relaciones estratigráficas

La Formación Pimienta por Suter (1990) subyace concordantemente de la Formación Chapulhuacan, al nororiente de la plataforma de Valles de San Luis Potosí y de la Formación el Abra, subyace concordantemente a la Formación Tamán, con la excepción del área al sur poniente de Ixtapa, en la esquina sudoriental en Tamazunchale ahí yace directamente sobre la Formación Huiznopala.

En el área de estudio por el autor Suter (1990) describe que la Formación se vuelve más calcárea y por lo tanto, menos distinguible hacia la plataforma de valles de San Luis Potosí, en el área situada al sur del Río Moctezuma, donde también aumenta el espesor a 500 m, existe una intercalación de brecha sedimentaria en la Formación Pimienta al oriente de la plataforma de Valles de San Luis Potosí, los clastos están poco redondeados y pobremente clasificados, esta brecha está compuesta por caliza micrítica de color gris oscuro a negro y con medidas de 1 a 2 cm de diámetro y por último en la parte alta de la Formación Pimienta en el camino La Gloria–Neblinas y de la Carretera Federal 120, al norte de Xilitla se observaron *packstone* graduado bioclástico-oolíticos-litoclástico intercalado con caliza pelágica, laminada de textura *mudstone* (Figura 12).

Ambiente de depósito

La Formación Pimienta se define como un ambiente de plataforma sumergida inestable de aguas tranquilas, claras con salinidad normal por el autor (Aguilera, 1972) y varía de Plataforma externa a cuenca, con baja energía (PEMEX, 1988). Esta unidad refleja aporte de terrígenos y numerosos estratos de bentonita y pedernal negro en estratos (lentes y nódulos) los cuales indican la

existencia de actividad volcánica para este tiempo probablemente en el oeste de México (Salvador, 1991).

Edad

Los fósiles encontrados en la Formación Pimienta descritos por los autores Cantú Chapa (1971) y Heim (1926) son amonitas provenientes de la localidad tipo de la Formación Pimienta con edad del Titoniano-Berriasiano y que confirma la edad Neojurasica, sugerida por Heim (Figura 12).

Correlaciones

El depósito de los sedimentos de la Formación Pimienta por el autor Suter (1990) subyacen concordantemente con rocas del Tithoniano superior López Ramos (1985) y también corresponde a aguas profundas bajo un régimen hidrodinámico de baja energía.

3.1.4.4. Formación Chapulhuacán

Definición

La Formación Chapulhuacán fue definida formalmente por Bondenlos (1956), toma el nombre del poblado más cercano que es Chapulhuacán, ubicado sobre la carretera Federal 85 en la zona de estudio, el nombre de la Formación es sinónimo de “caliza tenestipa”, definida antiguamente e informalmente por Heim (1926).

Localización y localidad tipo

La localización de la Formación Chapulhuacan es al NW de Tamazunchale, la Formación Chapulhuacán toma el nombre del poblado más cercano que es Chapulhuacán, ubicado sobre la Carretera Federal 85 en la zona de estudio, el nombre de la Formación es sinónimo de “caliza tenestipa” y es tomada como localidad tipo definida antiguamente e informalmente por Heim (1926).

Litología y espesores

La Formación Chapulhuacán por Bodenlos (1956) describe la estratigrafía como una porcelana de grano muy fino de color gris claro que contiene nódulos de pedernal, cerca de la base interestratificada con lutita metabentonítica verde, la Formación se presenta en capas medianas a gruesas y es característica la presencia de gruesos estilolitos paralelos a la estratificación, su contacto inferior es con la Formación Pimienta es transicional, mientras su contacto superior con la Caliza Ahuacatlán y la Formación es de espesor 250 m.

La Formación Chapulhuacán mide como 250 m en los Valles de arrollo Seco y del Río Tanculín y aproximadamente 350 m en el valle del Río Moctezuma, (Suter, 1990).

Antecedentes de la unidad

Los autores que estudiaron esta Formación geológica corresponden a Cantú Chapa (1971) la cual define con posición cronoestratigrafía y con contenido de ammonites; Bonet (1956) describe *Calpionella elliptica Cadisch* y *Tintinnopsella* en Tamazunchale.

La litología descrita con anterioridad puede ser sinónimo de la Caliza Tamaulipas Inferior descrita por Muir (1936), la lutita Otates (emplea para designar un horizonte de margas apizarradas “shales”) fosilíferas que se encuentran en la zona de la base del Albiano y de la caliza de Tamaulipas) se usa en el área Tampico Tamaulipas y como límite entre las partes inferior de la Caliza Tamaulipas esto no está definido en Tamazunchale.

Relaciones estratigráficas

Los afloramientos de la Formación Chapulhuacán por Suter (1990) se distinguen por ser suprayacentes por su menor espesor en la zona de estudio (Figura 12).

Edad

Por Bondenlos (1956) y Heim (1926), debido a la escasez de fósiles en el área de estudio no ha sido bien establecida, pero los anteriores autores reconocen la Formación con la edad Berrisiano-Cenomaniano (Figura 12).

Correlaciones

La Formación Chapulhuacán por Muir (1936) describió que debido a la similitud de litologías de la Formación, parece ser sinónimo de la caliza de Tamaulipas Inferior.

3.1.4.5. Formación Ahuacatlán

Definición

La Formación Ahuacatlán fue definida de manera informal por Bodenlos (1956) a 600 m al poniente del poblado Ahuacatlán.

Localización y localidad tipo

La Formación Ahuacatlán en la zona de estudio se localiza al poniente de la zona Ahuacatlán y se describe como "Cerro Calvario" y como localidad tipo son las Calizas Ahuacatlán.

Litología y espesores

La Formación Ahuacatlán por Suter (1990) consiste litológicamente en calizas de color gris, bien estratificadas de textura *mudstone-wackestone* con intercalaciones de lutita, sin espesores bien definidos.

La calizas Acatlán están expuestas en el Cerro Calvario con 140 m y reposando concordantemente sobre ellas un gran espesor de calizas del doctor (Suter, 1990).

Antecedentes de la unidad

El autor Bodenlos (1956) describe la base de la Formación Ahuacatlán distinguiendo por el contraste morfológico entre las Formaciones Ahuacatlán y Chapulhuacan.

Relaciones estratigráficas

La Formación Ahuacatlán suprayace concordantemente a la Formación Chapulhuacán y subyace a la Formación Agua Nueva con excepción del área cercana a la Plataforma de Valles de San Luis Potosí, donde subyace la Formación Tamabra, donde se puede observar en el camino de Río Verdito a Agua Zarca así como en la Carreteras Federales 85 y 120 (Suter, 1990) (Figura 12).

Edad

La Formación Ahuacatlán de edad Berrisiano-Cenomaniano por Suter (1990), los fósiles no se describieron debido a la escasez de información en la literatura (Figura 12).

Correlaciones

Las intercalaciones estratigráficas de la Formación Ahuacatlán por el autor Suter (1990) a la lutita Otates del área de Tampico–Sierra Tamaulipas.

3.1.4.6. Formación El Abra

Definición

La definición de la Formación El Abra es un tanto confusa debido a que en la literatura, quien aplicó por primera vez el término fue (Power, 1925 en Suter, 1990) para las calizas de los campos petroleros de la Faja de Oro y fue formalmente elevada a categoría de Formación por (Kellum 1930 en Suter, 1990).

Localización y localidad tipo

La Formación El Abra tiene una localización en la zona de estudio de norte-sur y como localidad tipo a lo largo del ferrocarril nacional, alrededor de 9 km al este de Ciudad Valles, San Luis Potosí por Aguayo Camargo (1975).

Litología y espesores

La Formación El Abra incluye facies El Abra (interior de la plataforma y Tanul al borde de la plataforma).

Facies El Abra por los autores Carrillo Bravo (1971) y Heim (1926) consiste en carbonatos bien estratificados sin horizontes internos con capas de color gris claro de 30 cm a 3 m de espesor por destacar (Wilson, 1975) distinguió dentro de las facies las microfacies que son calizas peloidal de textura *granstone-wackestone* (Suter,1990).

Facies Taninul por Heim (1926) y Muir (1936) consiste en caliza de color gris claro incluye biohermas tabulares de rudistas y capas leticulares de caliza bioclástica de textura *rudstone gransinstone* esta facie tiene un aspecto arrecifal.

La base de la Formación El Abra pertenece al Barremiano incluye las calizas de plataforma que afloran en el núcleo del Anticlinal Valle de Guadalupe por el autor Carrillo Bravo (1971) la cima de la formación puede alcanzar el Campaneano porque hay una intercalación de facies Taninul dentro de la Formación Soyatal que aflora en el área, el Lobo y suprayace a las rocas pelágicas con microfósiles de la biozona de *Globotruncana* elevada sin embargo esta base puede ser una escama tectónica (Suter, 1990).

Antecedentes de la unidad

Los antecedentes de la Formación El Abra fue descrita por los autores Power en 1925 y Kellum en el año de 1930 quien la describió formalmente al código estratigráfico.

Relaciones estratigráficas

La Formación El Abra suprayace concordantemente de la Formación Ahuacatlán y subyace de la Formación Tamabra al oriente de Tamazunchale.

Ambiente de depósito

PEMEX (1988) describe como ambiente de depósito que corresponde a una plataforma amplia y estable de aguas someras, con dos facies principales: la post-arrecifal o lagunar y arrecifal, por el autor Aguayo Camargo (1998) menciona que El Abra en su localidad tipo es un complejo arrecifal depositado en el margen este de la plataforma Valles-San Luis Potosí, y agrega que esta unidad es definida por dos grandes ambientes sedimentarios: 1) arrecife de rudistas (“foreslope reef y shelf-edge reef”) y 2) post-arrecife (“near-back reef-lagoon, tidal-flat lagoon y lagoon”) estas fueron reconocidas por medio de su posición estratigráfica lateral, litofacies, biofacies, estructuras sedimentarias primarias y patrones diagenéticos.

Edad

La edad de la Formación dependerá de la zona en donde se encuentre dentro de la plataforma Valles-San Luis Potosí, la edad será dependiente a cada facies, El Abra (interior a la plataforma) y Taninul (borde de la plataforma), pero Suter (1990) cita Berrisiano-Cenomaniano (Figura 12).

Correlaciones

Los sedimentos de edad Cretácica Tardía pertenecientes a la Plataforma de Valles-San Luis Potosí que representa la plataforma de las Formaciones San Felipe y Agua Nueva que constituyen la Formación Tamasopo estos carbonatos se ubican en la parte central de plataforma y podrían alcanzar la esquina nororiental de la zona de estudio (Suter, 1990).

3.1.4.7. Formación Tamabra

Definición

La Formación Tamabra fue definida por Heim (1926) para el conjunto de facies calcáreas en la zona transicional entre la Plataforma de Valles-San Luis Potosí y la cuenca situada al oriente de la plataforma incluyendo las facies del interior de plataforma o caliza El Abra a las facies de borde de la plataforma o caliza Taninul y a la facie de cuenca o caliza Tamaulipas, el termino Tamabra se estableció en la literatura para designar los depósitos de talud de la plataforma carbonatada que corresponden al cinturón de facies descrito por Wilson (1975), Heim (1940) y Suter (1990).

Localización y localidad tipo

La localización de la Formación en la zona de estudio es al oriente de Tamazunchale y como localidad tipo cerca de la carretera 85 los depósitos de talud de la plataforma carbonatada Suter (1990).

Litología y espesores

La distribución de la Formación Tamabra fue estudiada por el autor Enos (1983) a lo largo de la Carretera Federal 120 de la zona de estudio, considero un espesor de 1,370 m dividió la sección en cuatro partes la descripción es la siguiente, la más baja consiste en *wasckestone* bioclástico, graduado, seguido hacia arriba por *packstone* bioclásto de estratificación graduada, seguida como tercer unidad una brecha sedimentaria y como ultima unidad en la cima por *packstone* con fragmentos de rudistas; la unidad cinco que asigna posteriormente son las facies Taninul de la Formación el Abra.

Antecedentes de la unidad

El autor Heim (1940) propone la Formación Tamabra de la unión de las dos primeras tres letras de Tamaulipas y todo el nombre del Abra para también definir el conjunto de facies de en la zona de transición entre la plataforma de Valles de San Luis Potosí incluyendo las facies El Abra. Wilson (1975) cada uno describe nuevas aportaciones de la zona de estudio.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tamabra está en contacto con la Formación Ahuacatlán que subyace por la presencia de exocláastos encontrados en la zona.

La extensión de la Formación se encuentra cerca de Xilitla, al borde de la plataforma, que cambia con una orientación N a NW, facilitando la acumulación de sedimento derivado de la plataforma y la propagación de la misma (Suter, 1990).

Ambiente de depósito

El autor Barboza-Gudiño et al. (2001) define que la formación Tamabra pertenece a una zona de transición entre plataforma y cuenca ,ubicado en el talud de plataformacon profundidades entre 200 m hacia el pie del mismo talud con unterdigitacion de facies de cuenca que rebasan los 800m con un pendiente de talud de la plataforma Valles San Luis Potosí.

Edad

La edad de la Formación Tamabra citada por (Suter, 1990) fue definida por Heim (1926). del Berrisiano-Cenomaniano con contenido fósil de rudistas, ammonites y terebrátula, las conchas encontradas se han disuelto en su gran mayoría (Figura 12).

Correlaciones

La Formación se correlaciona con las Formaciones El Doctor (Labarthe *et al.*, 1982) y el Abra por Suter (1990).

3.1.4.8. Formación Agua Nueva (Xilitla)

Definición

La Formación Agua Nueva (Xilitla) por Muir (1936) define que inicialmente las rocas se establecieron a la Formación San Felipe en el año 1910 y se separa la parte inferior de la Formación San Felipe para posteriormente proponer el nombre de Formación Agua Nueva en 1925 y Heim (1926) utiliza el nombre de Xilitla Beds (Figura 12).

Localización y localidad tipo

Localización al NW y SE de la zona de estudio con localidad tipo en el flanco oeste de la Sierra de Tamaulipas cerca de la estación de ferrocarril Zaragoza López Ramos (1985) y con localidad tipo en el Cañón de La Borrega, cerca del rancho Agua Nueva, en la Sierra de Tamaulipas (Stephenson, 1922, en Muir, 1936).

Litología y espesores

La litología de la Formación Agua Nueva (Xilitla) está compuesta por caliza marina de color gris azulado con estratificación delgada 10 a 40 cm paralela y en ocasiones ondulada de textura *mudstone-wackestone* con nódulos de pedernal negro e intercalaciones de pedernal negro de limolita 5 a 10 cm de color verde con abundante glauconita Seibertz y Buitrón (1988) el espesor de la Formación es aproximadamente 100 m.

Antecedentes de la unidad

Los autores que estudiaron la Formación Xilitla son Heim (1926) y Muir (1936).

Relaciones estratigráficas

La Formación Agua Nueva (Xilitla) subyace concordantemente a la Formación San Felipe y suprayace, también concordantemente a la Formación Cuesta del cura con 116 m por los autores Muir (1936) y Heim (1926).

Al oriente de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, esta reemplazada, sobre la plataforma por la parte inferior de la Formación Soyatal, subyace concordantemente de la Formación San Felipe, suprayace concordantemente a la Formación Ahuacatlan a lo largo de la plataforma de Valles San Luis Potosí en la parte de la Formación Tamabra (Suter, 1990).

Ambiente de depósito

El autor Carrillo-Bravo (1971) describe la alternancia rítmica de lutita y caliza arcillosa e indica que el depósito se efectuó en condiciones inestables, en un ambiente nerítico, cerca de una fuente de material terrígeno; esta unidad transgredió a los sedimentos de la Formación El Abra. Padilla y Sánchez (1978) menciona que la Formación representa un ambiente de depósito marino normal intranerítico y que la profundidad de los mares durante el Turoniano era mayor hacia el este-noreste en donde se depositó la unidad. En el informe de PEMEX (1988) mencionan que por características litológicas y contenido faunístico, los sedimentos se depositaron en ambientes que

varían de plataforma externa a cuenca y describen que la presencia de material bentónico, indica el vulcanismo contemporáneo del lado Pacífico correspondiente al arco magmático, reflejo de la subducción de las Placas de Farallón bajo la de la Norteamericana.

Edad

La edad citada por Suter es Cenomaniano-Turoniano con presencia de fósil *Inoceramus* (*Mytiloides*) Suter (1990) y Carrillo Bravo (1971) (Figura 12).

Correlaciones

Muir (1936) correlaciona la Formación con las Capas Ojinaga, por la presencia de *Inoceramus hercynicus* y *I. labiatus*., también con las Formaciones Soyatal Carrillo-Bravo (1971) con la parte inferior de la Formación Guamantla de la Plataforma de Córdoba.

Económico petrolero

La Formación Agua nueva (Xilitla) es considerada como una buena roca generadora de hidrocarburos por el buen contenido de gas y petróleo, dato tomado de Petróleos Mexicanos (1980).

3.1.4.9. Formación Soyatal

Definición

La Formación Soyatal fue definida por Wilson y sus colaboradores en 1955 para los sedimentos marinos que suprayacen a la Formación Tamaulipas, al poniente de la plataforma de Valles-San Luis Potosí, y a la Formación El Abra en el lado Occidental de la plataforma (Suter, 1990) (Figura 12).

Localización y localidad tipo

La localización de la Formación en el área de estudio es sobre el margen occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí por Carrillo Bravo (1971) y localidad tipo de la Formación Soyatal está en Ixmiquilpan en la región de Tula Hidalgo por López Ramos (1985).

Litología y espesores

La base de esta Formación está compuesta por rocas de caliza negra de estratificación delgada y de textura micrítica y lutita de color amarillo rojizo, la proporción de lutita es de aproximadamente el cincuenta por ciento y aumenta hacia arriba su abundancia desconociendo la cima de los estratos (Suter, 1990).

Antecedentes de la unidad

El autor White (1948) estudio y describió las rocas que afloran en el distrito minero Soyatal, utilizando únicamente los términos Formación inferior, Formación media y Formación superior , Wilson *et al* (1965) por López Ramos, los términos Formación inferior, Formación media y Formación superior.

Relaciones estratigráficas

La distribución de la Formación Soyatal es la siguiente, en el cerro Quebrado, al sur poniente de Tamaya, sobre el borde de la plataforma, en el Sinclinal de Zoyapilca al norponiente de La Vuelta, dentro de la plataforma de Valles de San Luis Potosí y por último la semiventana del camino El Lobo sobre el borde de la plataforma (Suter, 1990).

En el camino El Lobo a Agua Zarca, existen dos intercalaciones calcáreas, dentro de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe (Suter, 1990).

Ambiente de depósito

El autor Carrillo-Bravo (1971) describe que la Formación Soyatal es un depósito de tipo transgresivo con la presencia de clásticos del tamaño de limos, arcillas, y fragmentos de mica y caliza indican condiciones inestables en el área donde se originaron.

Edad

La Edad de la Formación Soyatal es Coniaciano-Campaneano debido a que los fósiles contenidos en muestras citadas por (Suter, 1990) contienen *Globotruncana stuartiformis* y *Globotruncana fornicata* y como el fósil índice *Globotruncana elevatas* (Figura 12).

Correlaciones

La Formación Soyatal se correlaciona con la parte inferior de la Formación San Felipe en Tampico, Tamaulipas y Formación Cuautla en Morelos y Guerrero (Ochoa-Camarillo, 1980).

3.1.4.10. Formación San Felipe

Definición

Las rocas que afloran en San Felipe, San Luis Potosí fueron definidas por Muir (1936).

Localización y localidad tipo

La Formación San Felipe se localiza al oriente de la Plataforma de Valles de San Luis Potosí, en el margen de una cuenca epicontinental y cambia sobre la plataforma a una parte de la Formación Soyatal (Suter, 1990) y la localidad tipo de la Formación San Felipe se encuentra sobre la vía del ferrocarril al poniente del poblado San Felipe entre la Ciudad Valles y Tamuin.

Litología y espesores

La Formación San Felipe consiste litológicamente en caliza bien estratificada en capas de 10 a 30 cm de color gris verdoso, con textura *wackestone-packestone*, en algunas partes con nódulos de pedernal, intercalada con lutita verde de 2 a 5 cm de espesor con capas de arenisca verde y grauvaca, el color verde de la Formación se debe a la glauconita que se encontró en forma de pellas como relleno de perforaciones de organismos (burrows) (Suter, 1990). Sin embargo en el Informe Técnico de Petróleos Mexicanos (1980) se caracteriza a esta Formación con intercalaciones de terrígenos ligeramente calcáreos y bentonita verde esmeralda de estratificación delgada a laminar y ocasionalmente se observan nódulos de Hierro y bentonita por López Ramos (1985).

Algunos afloramientos de la Formación San Felipe son facies turbidíticas con estratificación graduada y contiene ciclos parciales de Bouma con un intervalo graduado y otro con laminación convoluta; al parecer las rocas fueron depositadas debajo de la base de las ondas de tormentas, en un ambiente con baja velocidad de flujo puesto que no se describe bioestratificación (Suter, 1990.).

Antecedentes de la unidad

Los primeros geólogos que estudiaron esta Formación geológica fueron Jeffreys (1910) y Muir J.M (1936) por López Ramos (1985).

Relaciones estratigráficas

La Formación San Felipe se distribuye al oriente de la Plataforma de Valles de San Luis Potosí, en el margen de una cuenca epicontinental y cambia sobre la plataforma a una parte de la Formación Soyatal (Figura 12) (Suter, *op. cit.*).

Ambiente de depósito

Esta unidad se depositó en un ambiente de mar abierto por Pemex (1988) de baja energía con influencia de material terrígeno.

Edad

La edad de la Formación San Felipe fue determinada como el Campaneano temprano en la localidad (Pessagno, 1969) y Cenomaniano-Campaneano medio del cañón de La Borrega (Soto, 1981) en ambos casos con base en foraminíferos pelágicos (Suter, 1990) (Figura 12).

Correlaciones

El autor López Ramos (1979) correlaciona con la Formación Parras, Austin y Austin Chalk del norte de Coahuila, mientras que el autor Aguilar Rodríguez (1984) correlaciona isócronamente con las Formaciones Tamasopo, Indidura, Soyatal, Mezcalera y Caracol.

3.1.4.11. Formación Méndez

Definición

La Formación Méndez la definió por el autor Muir (1936).

Localización y localidad tipo

La Formación Méndez se localiza al sur del municipio Tamazunchale con localidad tipo en la estación Méndez del Ferrocarril Tampico-Ciudad Valles por el autor Carrillo-Bravo (1971).

Litología y espesores

La Formación Méndez por Suter (1990) en la zona de estudio está compuesta por margas poco estratificadas de color gris verdoso que cambia a amarillo con intercalaciones pequeñas de arenisca hacia la cima de la Formación, el treinta por ciento consiste en esqueletos de Globigerina, el espesor de esta Formación es difícil de estimar debido al plegamiento interno, el cual está en el

margen oriental de la zona de estudio al poniente de Ahuatitla y es considerado en la literatura con 300 a 400 m y en Tamazunchale.

Antecedentes de la unidad

Los primeros que estudiaron la Formación Méndez fueron Dumble (1915), Jeffreys (1912) y De Golyer, E (1915).

Relaciones estratigráficas

La Formación Méndez subyace de la Formación Velazco y subyace de la Formación San Felipe, la distribución de la Formación Méndez en Tamazunchale está en el margen oriental de la hoja al poniente de Ahuatitla, (Suter, 1990).

Ambiente de depósito

El autor Carrillo-Bravo (1971) indica que los sedimentos de esta unidad fueron depositados en mares abiertos, con profundidades considerables. En el informe de PEMEX (1988) describen el ambiente de depósito como una secuencia de “flysch” característico en zonas de antefosa en mar abierto, con intercalaciones de flujos turbidíticos provenientes de las áreas de plataforma, que evolucionaron al final del Maastrichtiano a brechas calcáreas de talud en las cercanías con el borde de la plataforma.

Edad

La abundancia de fauna de foraminíferos planctónicos fue definida por (Pessagno, 1969) abarca desde el Campaneano temprano al Maastrichtiano tardío (Suter, 1990) (Figura 12).

Correlaciones

El autor Carrillo-Bravo (1971) menciona que en el frente de la Sierra Madre Oriental, la Formación Méndez cambia, hacia el poniente a una facies litoral representada por la Formación Cárdenas, además se correlaciona con la Formación Mezcala del centro de México.

3.1.4.12. Formación Velasco

Definición

La Formación Velasco la definió los autores Muir (1990), López Ramos (1956), Bergen (1977) y Cushma (1924) donde definen la localidad tipo del afloramiento de la estación de Velasco, S.L P., del ferrocarril Tampico-San Luis Potosí con lutitas que sobreyacen a las margas de la Formación Méndez del Cretácico Superior (López Ramos, 1956).

Localización y localidad tipo

Localización de la Formación Velasco es al NE del municipio Tamazunchale con localidad tipo en el afloramiento de la estación Velasco en San Luis Potosí por López Ramos (1985).

Litología y espesores

La Formación Velasco está compuesta por sedimentos arrítmicos de arenisca y lutita de estratificación delgada formando ciclos de Bouma y aflora en la parte nororiental de Tamazunchale siguiendo la ladera de la Sierra Madre Oriental (Suter, 1990).

Antecedentes de la unidad

Los primeros autores que estudiaron y describieron la Formación Velasco son Cushma, J.A. y Trager E. A. (1924) por López Ramos (1985).

Relaciones estratigráficas

La Formación Velasco suprayace a la Formación Méndez y suprayace a la Arenisca Tanlajas de la Formación Chicontepec ambos concordantes López Ramos (1985) (Figura 12).

El contacto entre la Formación Velasco y la Arenisca Tanjalas aflora a lo largo de la Carretera Federal 85, a 4 km al suroriente de Rancho Nuevo.

Ambiente de depósito

El autor López-Ramos (1956, 1979) describe la abundancia de organismos bentónicos en la biozona de Velasco Inferior, a lo que interpreto que se depositó entre un ambiente que va de nerítico externo a batial; mientras que los depósitos de la biozona Velasco Basal, por su abundancia de *globigerínidos* se considera de ambiente batial. La litofacies de la parte superior de esta Formación consiste de una secuencia arcillosa de aguas profundas, que contiene microfauna planctónica clasificada como *Globorotalia rex*, *Globorotalia formosa formosa* y *Globorotalia palmerae*.

Edad

La Edad de la Formación Velasco es Maastrichtiano (Suter, 1990) (Figura 12).

Correlaciones

La Formación Velasco Subyace de las rocas de Chicontepec y subyace concordantemente con rocas de la Formación Méndez y sobreyacen a las margas del Cretácico Superior por López Ramos (1985).

3.1.4.13. Formación Chicontepec

Definición

La Formación Chicontepec se definió por el autor Heim (1940) en el área de Tamazunchale la definición de la Formación es un poco confusa, debido a que se pueden encontrar antecedentes en López Ramos(1956), (Muir, *op. cit.*) y (Suter,1990.).

Localización y localidad tipo

La localización de la Formación Chicontepec en la zona de estudio se encuentra al NE del municipio Tamazunchale y con localidad tipo definida por el autor López-Ramos (1979) describe a los afloramientos expuestos en la cresta de un anticlinal a aproximadamente 2.5 km al oriente de Chicontepec, Veracruz.

Litología y espesores

La arenisca Tanlajás forma parte de la Formación Chicontepec y está en contacto estratigráfico concordante en su base con la Formación Velasco y en su cima con la Lutita Chalma; la Arenisca Tanjalas se distingue por tener estratos más gruesos con (600 m y 900 m) y con una composición arenisca/lutita más alto, por lo que se destaca morfológicamente en tanto lutita Chalma con 250 a 300 m y la Formación Velasco son litológicamente iguales (Suter, 1990)

La arenisca Tanlajás aflora encajonada con respecto a la Lutita de Chalma y la Formación Velasco y por la Lutita de Chalma, en una banda a lo largo de la margen de la Sierra Madre Oriental.

Las unidades Tanlajás y Chalma de la Formación Chicontepec junto con la Formación Velasco son litologías constantes cerca de la Sierra Madre Oriental y compuesta también de una unidad turbidítica con abundante arenisca encajonada por dos unidades turbidíticas con predominio de lutita.

Antecedentes de la unidad

El autor Dumble (1918) describe a la Formación Chicontepec como arenisca café amarillenta de hasta dos pies de espesor con clastos afectados por intemperismo y Muir (1936) describe a esta unidad constituida por lutita negra.

Relaciones estratigráficas

La Formación Chicontepec se encuentra discordantemente sobre la Formación Méndez y esta cubierta por sedimentos arcillosos de las Formaciones Aragón o Guayabal en el sur de México en la región de Macuspana, Tabasco y en el norte de Chiapas, yace en discordancia sobre la Caliza Cuayal y está cubierta por la lutita Chinal por (López-Ramos, 1979) (Figura 12).

Ambiente de depósito

El autor Nájera (1952) describe que durante el depósito de la base del miembro Chicontepec inferior, los sedimentos prevaecientes fueron posiblemente del tipo epirogénico, actuando principalmente la erosión marina en un periodo relativamente corto y en aguas de poca profundidad y durante el depósito de la cima, los sedimentos fueron adquiriendo un carácter de ambiente orgánico del tipo flysch, pero con menor cantidad de material arenoso que los depósitos típicos depositados en la antefosa de Chicontepec. estos se depositaron cercanamente a la costa, en un lapso de tiempo relativamente corto, adquiriendo un carácter arcillo-arenoso; al finalizar el depósito del Chicontepec Inferior inició el levantamiento de la porción sur del área, continuando durante el depósito del Chicontepec medio; este movimiento ocasionó menor profundidad de las aguas, al mismo tiempo que el trabajo de erosión marino era más intenso; finalmente, durante el depósito del Chicontepec superior, continuó el mismo movimiento con mayor intensidad originando pero con menor profundidad de las aguas marinas y menor tiempo de depósito que las facies anteriores, durante este depósito, el trabajo de erosión marina fue más fuerte produciendo clásticos más gruesos y menos clasificados, a la vez que era mayor el suministro de sedimentos terrígenos.

Busch y Govela (1978) determinaron con base en observaciones del subsuelo y superficie que esta unidad es una secuencia de turbidita depositada en aguas profundas, determinado por asociación de foraminíferos bentónicos.

Edad

La Edad de la Formación Chicontepec es Maastrichano-Eoceno con contenido faunístico de *Globotruncana contusa*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana stuartiformis* y *Racemiguembelina fructuosa* mencionado en la literatura por la extracción de muestras por Muir (1936) (Figura 12).

Correlaciones

El autor López Ramos (1979) correlaciona la Formación Chicontepec inferior como una facie arenosa de la Formación Velasco.

Económico petrolero

La Formación Chicontepec es de importancia petrolera ya que la roca es productora de hidrocarburos en algunos campos de la Faja de Oro en los pozos Soledad, Tlacolula, Aragon así como la región San Andrés por López Ramos (1979).

3.1.5. Eratema Cenozoico (Oligoceno)

3.1.5.1. Formación Tlachinol

Definición

La Formación Tlachinol se definió informalmente por Robin y Bobier (1975) como secuencia de derrames basálticos que descansan horizontalmente sobre los sedimentos marinos plegados y erosionados (Suter, 1990).

Localización y localidad tipo

La Formación Tlachinol en la zona de estudio está localizada al SE de Tamazunchale y la localidad tipo no está establecida en la literatura pero el autor Suter (1990) describe las rocas que afloran a lo largo de la Carretera Federal 105, al norte de Tlachinol y puede considerarse como la sección tipo.

Litología y espesores

La Formación Tlachinol tiene un espesor de hasta 450 m al norte de Ixtapalapa, dicha Formación es parte de la provincia magmática alcalina del Oriente de México, con una extensión norte a sur, está constituida por rocas ígneas alcalinas e hiperalcalinas por (Suter, 1990).

Antecedentes de la unidad

Esta unidad fue inicialmente nombrada como “series de Tlachinol” por Robin y Bobier (1975) para las rocas volcánicas que afloran al lado de la carretera que va de Tlachinol a Huejutla, Hidalgo. Estudios posteriores hacen referencia a esta unidad bajo el término Formación Tlachinol por (Suter, 1990).

Relaciones estratigráficas

Las rocas de esta Formación por su composición se relacionan en numerosas ocasiones con áreas intercontinentales de extensión (*continental rift zones*), sin embargo no existen fallas normales de gran tamaño, al norte de Tlachinol por Cartagel y Robin, (1979) (Suter, *op. cit.*).

Ambiente tectónico

El autor Ochoa-Camarillo (1996) considera que los basaltos alcalinos de esta Formación, fueron producidos por vulcanismo fisural.

Edad

La edad de la Formación es Mioceno superior por Ochoa Camarillo (1997) (Figura 12).

Correlación

El autor Robin y Bobier (1975) describe la posición del polo magnético calculada a partir del conjunto de datos obtenidos sobre la Formación Tlanchinol, está cerca de la posición calculada a partir de la serie de Atotonilco El Grande (Formación Atotonilco El Grande), lo cual podría ser un argumento a favor del paralelismo establecido en el tiempo entre estas dos unidades.

3.1.6. Depósitos del Cuaternario

En la era Cenozoica constituida por la Formación Chicontepec, no existen depósitos sobre el Anticlinorio de Huayacocotla y se considera que emergió antes del final del Cretácico por Frías Rincón (1965).

De acuerdo a Frías-Rincón (1965), el plegamiento intenso que ocurrió en las rocas de la región incluyendo a la Formación Chicontepec, culminó en la época Eoceno, este proceso fue seguido de la erosión activa y por la extinción de rocas volcánicas en tiempos del Oligoceno y Plioceno, las rocas de la zona varían, pero la composición principal es andesita y riolítica con texturas desde derrames de lava hasta piroclásticos con toda clase de capas volcanoclásticas, con dimensiones que sobre pasan los 300 m estas rocas descansan en discordancia angular una sobre otra incluyendo al gneis-

El Cenozoico está representado por los siguientes depósitos del cuaternario:

1) Caliche, depositado dentro de la Plataforma de Valles de San Luis Potosí al Occidente de la culminación topográfica causada por el Anticlinal Cerro Grande y la Serie de Cabalgaduras en el borde de la plataforma oriental, la mayor acumulación de caliche existe en los límites de cuencas Kársticas y en los Taludes de Jacala, el caliche alcanza varios metros (Suter, 1990), 2) El Suelo rojo desarrollándose sobre el borde oriental de la Plataforma de Valles San Luis Potosí en la Formación El Abra, estos afloramientos existen en cuesta colorada y en la Laguna Colorada, 3) Los Conglomerados Aluviales se encuentran depositados por el arroyo Hongos en la cantera la Vuelta, al sur Landa Matamoros y la Campana en este mismo afloramiento existe por encima de

las capas, caliche retrabajado de tamaño de grano limo y de porosidad alta probablemente transportado por aire por (Suter, 1990).

3.1.7. Rocas Ígneas Intrusivas

3.1.7.1. Rocas Máficas

Las rocas máficas de Tamazunchale son gabros en forma de troncos al SW de Tamazunchale con poca extensión en la zona de estudio de esta tesis. Los basaltos, diques máficos y diques félsicos están en poca extensión de área al SW de Tamazunchale y pertenecen a la provincia magmática del oriente del México (Cantagrel y Robin, 1979; Suter, 1990).

3.1.7.2 Rocas Félsicas

Las rocas félsicas de la zona de estudio Tamazunchale está ubicado cerca de Jacala y cubre 0.25 km² de superficie compuesta por granito; los diques félsicos de aproximadamente 6 m con dirección al SW del poblado Tamazunchale y están subperpendicular al tren de las estructuras cordilleranas lo que sugiere que se desarrollaron bajo el mismo campo de esfuerzos de las estructuras (Suter, 1990).

Tabla Estratigráfica

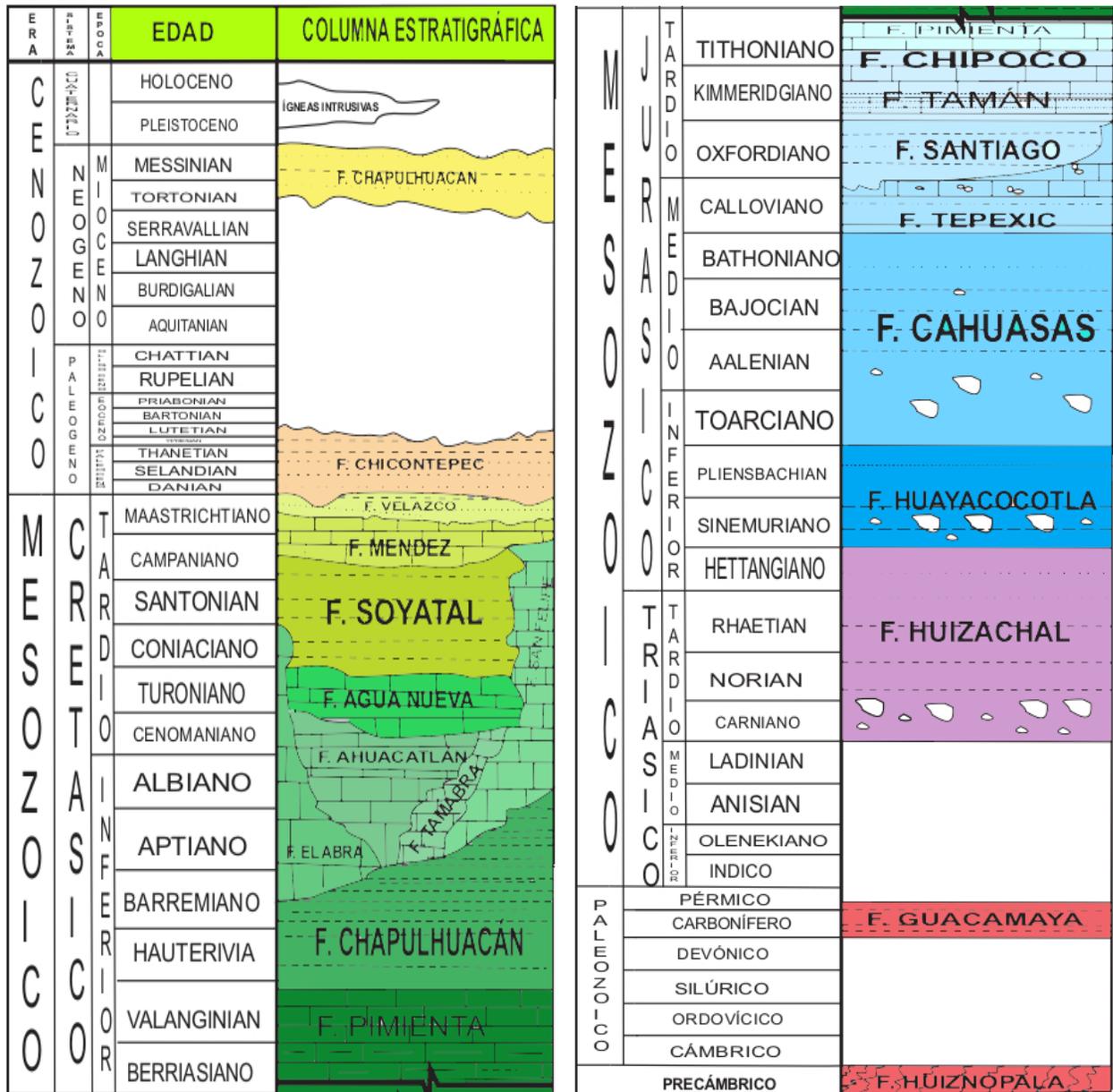


Figura 12. La tabla estratigráfica de la zona de estudio Tamazunchale fue elaborada por la autora de tesis.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

En este capítulo se describen los principales eventos tectónicos de la región de estudio Tamazunchale, los cuales son Apertura del Golfo de México y la Orogenia Laramide.

4.1. Apertura del Golfo de México

A lo largo de la evolución tectónica del área de estudio, un evento importante es la apertura del Golfo de México, este evento implicó un cambio tectónico, geológico estructural y sedimentológico en toda el área de estudio, Tamazunchale forma parte la estribación de la Sierra Madre Oriental, este aspecto influye por la existencia de facies sedimentarias marinas y de transición, donde cada secuencia sedimentaria cubre el basamento, este hecho fue consecuencia del movimiento de placas a lo largo de la Era Mesozoica, cercano a la zona de tesis; para el estudio de la zona tomamos en cuenta datos y artículos recabados en temas de estratigrafía, geológica estructural y desde luego tectónica.

Las evidencias de rocas mesozoicas en Tamazunchale de edad Triásico tardío fueron depositadas en áreas continentales y marinas pero los Red Beds (formados por limonitas arcillas, y arenas-conglomerados) continentales del Jurásico anterior al Tardío es limitada, pero algunas plantas fósiles mal conservadas se encuentran en el Valle de Huizachal, Huayacocotla y Molango, las localidades anteriores se identificaron por la recolección de plantas fósiles del Triásico mencionadas por Silvia-Pineda (1979), los fósiles probablemente fueron depositados por abanicos aluviales a lo largo de bordes de grabens estrechos, formados en el Triásico Tardío por la fragmentación de Pangea, que forma parte de las placas norteamericanas, africanas y sudamericanas Carrillo-Bravo (1961), López-Ramos (1981), Padilla y Sanchez (2016). Las rocas marinas del Triásico Tardío, situadas cerca de Charcas en San Luis Potosí, son pieza clave para ubicar aproximadamente la costa marina del Triásico Tardío de la costa del oeste de México por los patrones litológicos. La transgresión temprana marina del Triásico Tardío invadió gran parte de las depresiones estructurales grabens y definió límites de plataformas de carbonatos, aisladas por los

sótanos expuestos, esta vía alargada marítima, se extiende de Zacatecas, San Luis Potosí y Poza Rica a través del embalse Huayacocotla Padilla y Sánchez (2016)

La transgresión del Pacífico avanzó sobre el sureste de México por la localidad del Portal Balsas inundando con aguas del Pacífico el Golfo de México cuando América del Norte estaba unida a África (Figura13). La presencia de sedimentos fósiles de origen marino en el centro-oeste y centro-este de México, es una hipótesis de la existencia del brazo del Pacífico que se extiende por la parte central del país, conectando con el presente Golfo de México durante en Bathoniano Tardío y Calloviano, actualmente es pieza clave para explicar la apertura del Golfo de México, porque una de las hipótesis menciona que es contemporáneo por la deposición de extensos cuerpos salinos de Louann y Campeche, existe también un acuerdo Bartok et al. (2015), Marton y Buffler (1994) y Pindell y Keenan (2009), y Padilla y Sánchez (2016) que menciona que el Bloque Maya de Yucatán estaba en la Cuenca del Golfo de México, el bloque se desplazó hacia el sureste a lo largo del varias fallas transformantes, generando el espacio para la deposición de grandes volúmenes de sal.

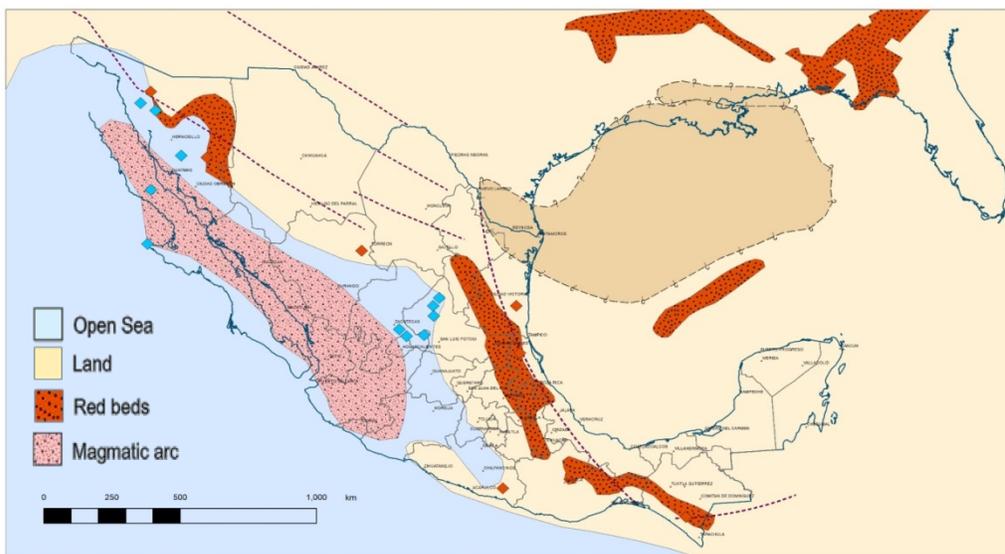


Figura 13. Mapa Paleogeográfico Del Triásico Tardío 237-201 m.a. inicio de la apertura del Golfo De México Padilla y Sánchez (2016).

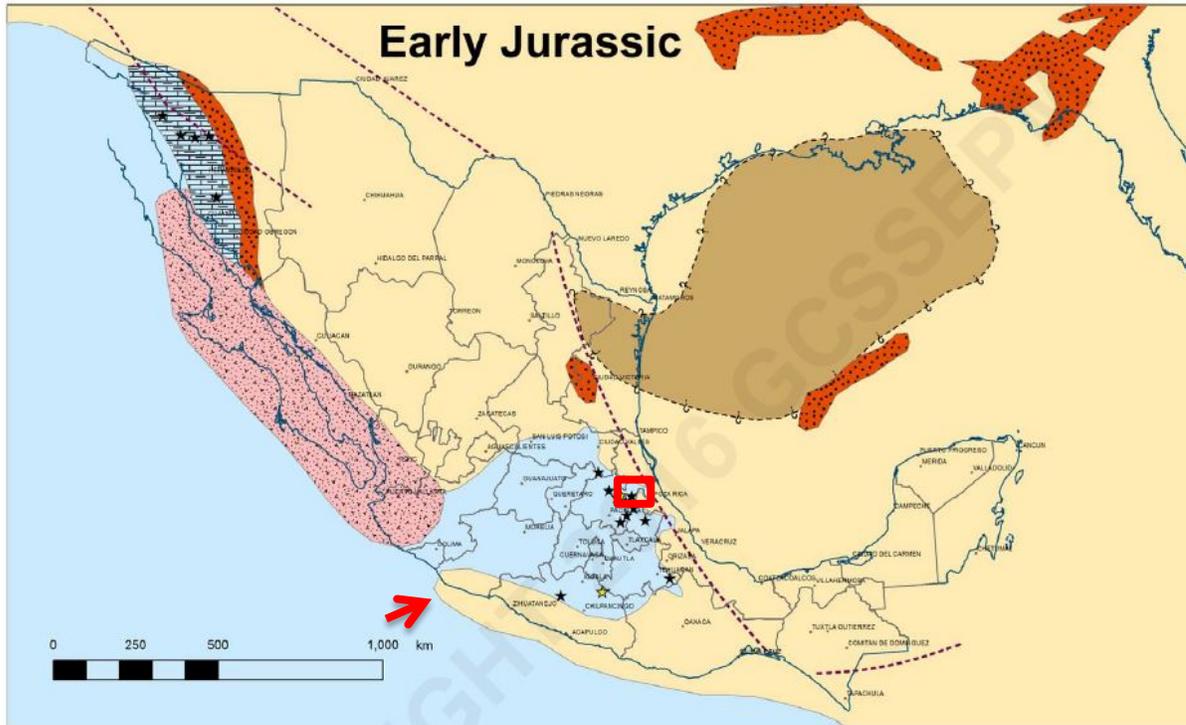


Figura 14. Mapa paleogeográfico del Jurásico temprano, Portal Balsas (vía marítima) al suroeste de México, estrellas amarillas=localidades continentales, estrellas negras=localidades marinas; zona de estudio Tamazunchale señalado en un rectángulo rojo, mapa paleogeográfico Padilla y Sánchez (2016).

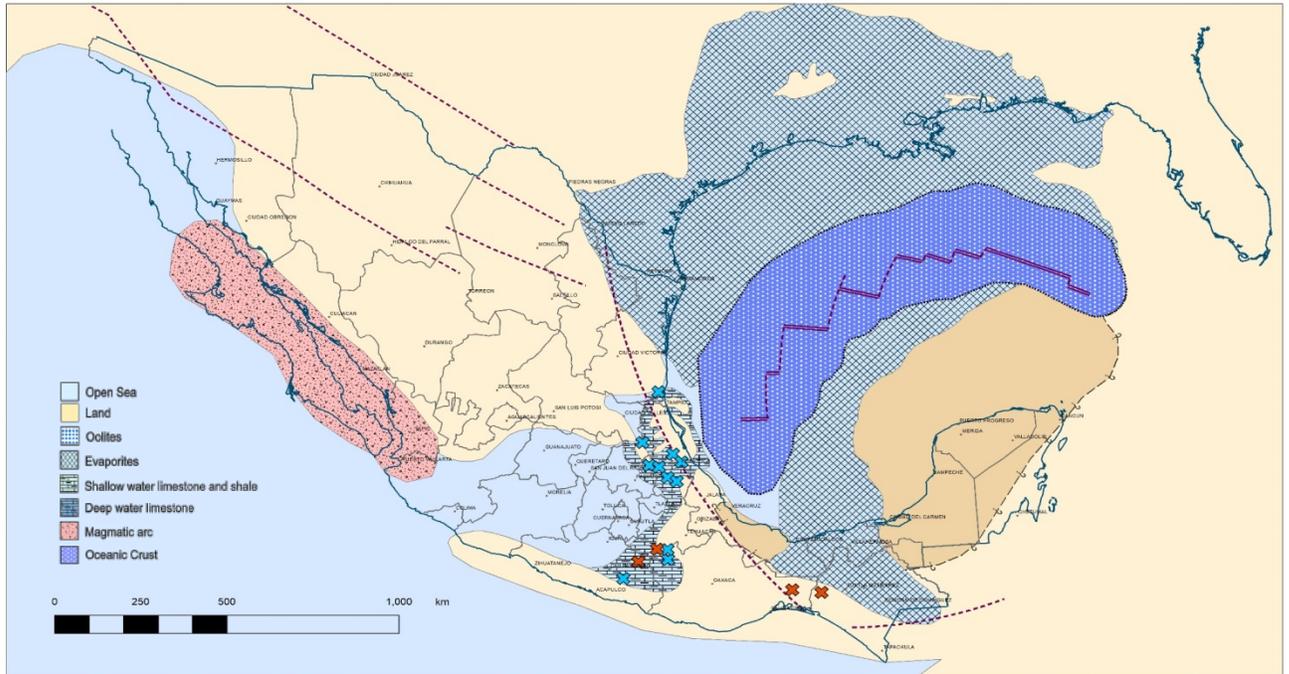


Figura 15. Mapa paleogeográfico de Calloviano Ma. Zonas continentales * y zonas marinas * Padilla y Sánchez. (2016).

4.2 Orogenia Laramide

A lo largo del tiempo geológico, el planeta Tierra ha evolucionado por eventos de actividad volcánica que fueron consecuencia de reacciones nucleares originando las corrientes convectivas y consecuentemente iniciando crestas de generación, para después obtener el desplazamiento de bloques continentales e iniciando la tectónica de placas del planeta Tierra, dicha ciencia es la encargada del estudio de placas tectónicas del mundo y la dinámica de estos bloques continentales por energía proveniente del manto, la evidencia de desplazamiento de grandes bloques es la de Formación de la corteza continental que demuestra los mecanismos de Formación que actuaron en estratos con miles de kilómetros plegando, volcando, fracturando y cabalgando e iniciando una orogénesis que abarca el plegamiento y levantamiento de cadenas montañosas como lo es la Sierra Madre Oriental por consecuencia de la subducción de la placa farallón.

En Geología Histórica se han definido muchas teorías que explican el origen de la orogenia se han tomado en cuenta las ideas de los Autores Suess, Argand, Joly, Wegener, Köber, Gutenberg, Daly y principalmente Rudolph Staub y Van der Gracht, así como la teoría de la Isostasia de Modelos de Pratt-Hayford y Airy-Heiskanen y el sistema orogénico de Köber que está compuesto por cuatro elementos principales: 1) *El traspáis zonas constituidas por bloques de sial y de donde proviene aparente el empuje.* 2) *El geosinclinal se encuentra entre el traspáis y el ante país y se pliega a la obstrucción de elementos rocosos,* 3) *La antefosa se forma en el borde anterior del geosinclinal durante la orogenia, obteniendo una depresión larga, angosta y profunda situada al frente de los pliegues del geosinclinal y el antepaís y por ultimo* 4) *El antepaís, bloque que resiste y que obliga a plegarse los sedimentos del geosinclinal al aproximarse el traspáis.*

Actualmente ya no se usan algunos términos explicados anteriormente debido al estudio de evidencias geológicas, análisis de datos geofísicos y tecnologías aplicadas en Ciencias de la Tierra, contribuyendo a descartar hipótesis antiguas y dando otro enfoque a generar teorías.

La Teoría más aceptada de la Orogenia Laramide en México es del Cretácico Superior-Eoceno (Map Tectonic of North America, 1992) Temprano, su origen fue consecuencia de la subducción de la placa farallón por debajo de la placa Norteamericana al occidente, este evento ocurrió de forma progresiva y de manera regresiva hasta finales del Eoceno Temprano; causando el deslizamiento gravitacional de rocas Mesozoicas sobre evaporitas y lutitas del Jurásico Superior utilizadas como despegue con dirección predominante al NE por consecuencia de la existencia de Paleoislas de Coahuila actuando como barreras contra las rocas Mesozoicas que fueron plegadas y cabalgadas, pero sin olvidar el enfoque global que en el Atlántico, las crestas de generación de corteza oceánica o "*dorsales*" se desplaza más rápido que la placa Norteamericana provocando un cizalleo en la zona norte del país (Figura 21) Padilla y Sánchez (2018). Algunos autores dictan que la Sierra Madre Oriental pertenece al Sistema Cordillerano Norteamericano lo cual es incorrecto ya que no explican de manera clara el deslizamiento gravitacional y no existen evidencias estratigráficas claras donde citen la relación entre el Sistema Cordillerano Norteamericano y la Sierra Madre Oriental (Figura 16). Durante el periodo Cretácico (Maastrichtiano), el Sistema

Cordillerano Norteamericano se subdujo con respecto al arco magmatico y las evidencias son cubiertas por los sedimentos volcánicos originados por el arco magmatico al Occidente de la Sierra Madre Oriental, cubriendo cualquier probable evidencia que pertenezca al Cinturón de Sevier del Sistema Cordillerano y eliminando cualquier teoría sin embargo, el terreno Laramide del norte América se correlaciona litológicamente y espacialmente con la Sierra Madre Oriental W. Adolph Yonkee, Arlo Brandon Weil. (2015). La actual configuration del oeste de Norteamérica, Sistema Cordillerano Norteamericano, el terreno Laramide y la Sierra Madre Oriental es el resultado de una larga historia tectónica con respecto a la subducción de las placas Farallón y Norteamérica en el Mesozoico, deformando la corteza de la zona de estudio Tamazunchale y el continente americano.

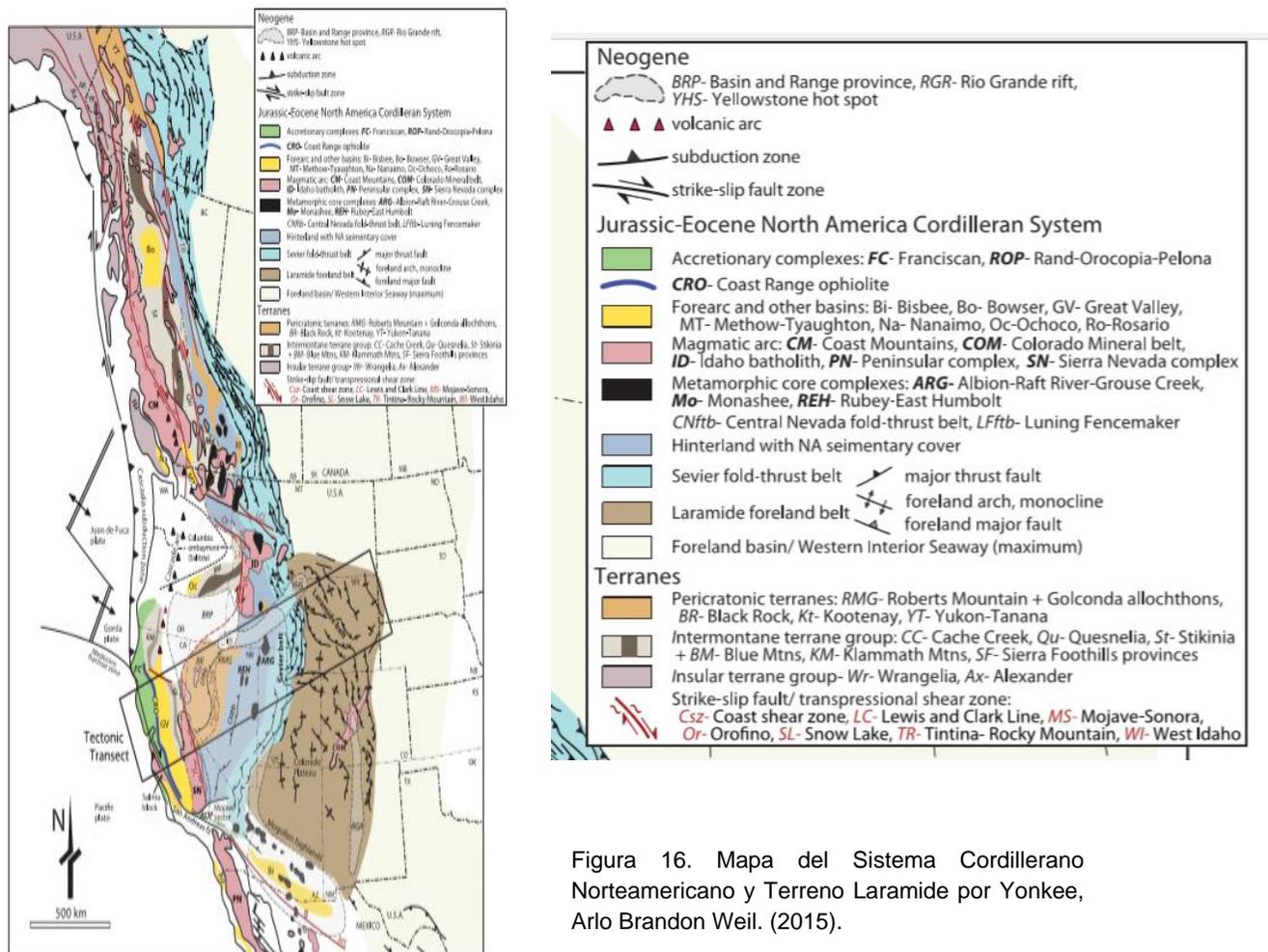


Figura 16. Mapa del Sistema Cordillerano Norteamericano y Terreno Laramide por Yonkee, Arlo Brandon Weil. (2015).

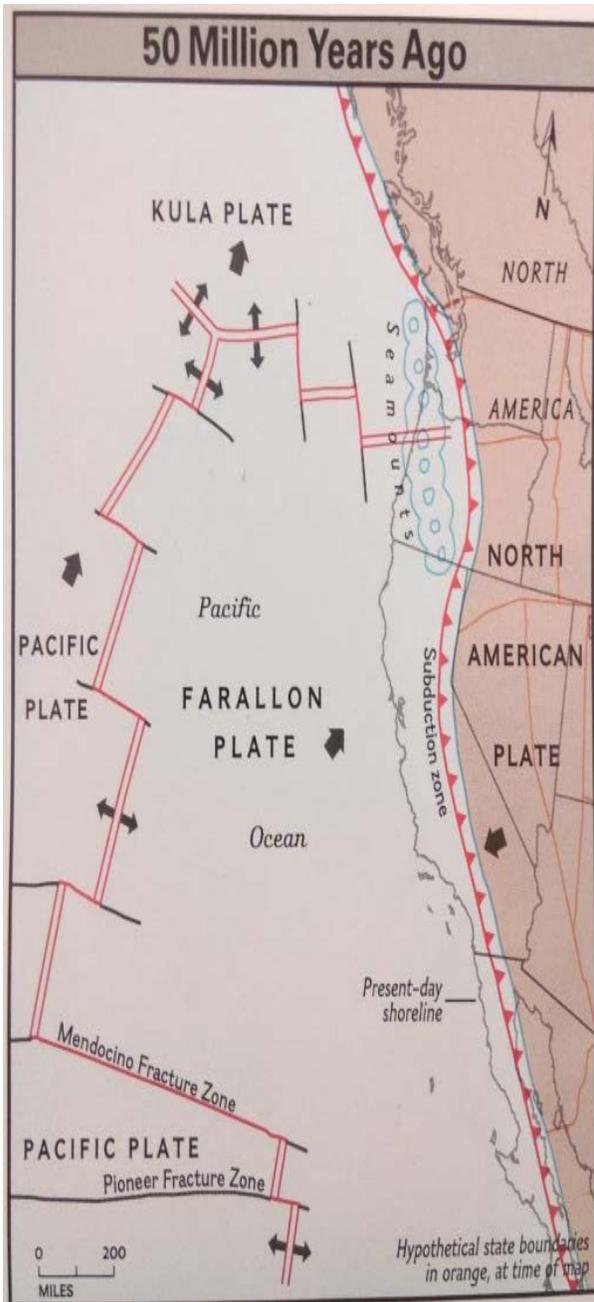


Figura 17. Inicio de subducción de la placa farallón por debajo de la placa Norteamericana National Geographic Magazine (1995).



Figura 18. Placa farallón en 30 millones de años National Geographic Magazine (1995).



Figura 19. Placa farallón en 15 millones de años. National Geographic Magazine (1995).

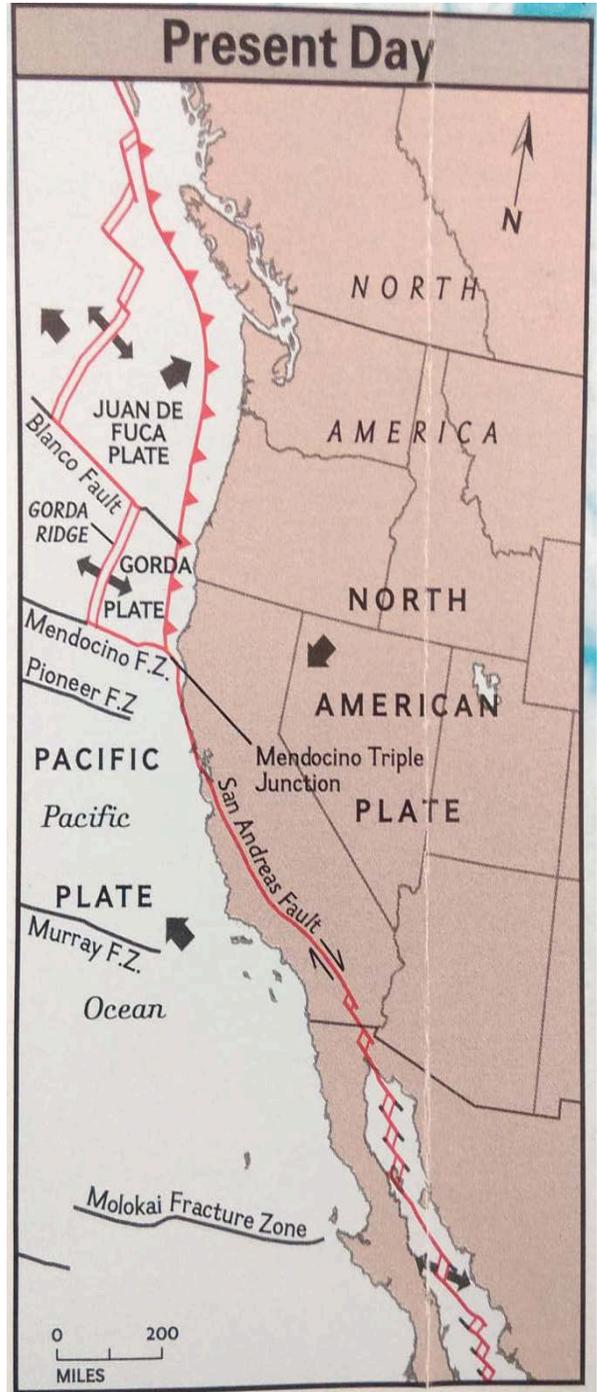


Figura 20. Actualmente no existe la placa farallón debido al proceso de subducción con la placa norteamericana. National Geographic Magazine (1995).



Figura 21. Sistema Cordillerano Norteamericano señalado con una flecha y la Sierra Madre Oriental señalado con color verde Padilla y Sánchez (2018).

4.3. Geología Estructural de Tamazunchale

Las principales estructuras de deformación de la zona de estudio Tamazunchale de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí son el Anticlinorio de Huayacocotla, Anticlinorio de Pisa flores dentro de la cuenca de Tampico-Misantla, por consecuencia de eventos tectónicos mencionados anteriormente.

4.3.1. Estructuras de la Orogenia Laramide

En la zona de estudio Tamazunchale, la Formación Cahuascalas, existe una falla normal durante el depósito de la Formación y un área delimitada con ausencia de la Formación Cahuascalas Suter (1990). Al oriente de Alto Ixtla en dirección NNW-SSE parece estar afectado por una falla normal que se desplaza verticalmente 600 m en la cima de la Formación Huayacocotla y esta misma falla delimita la Formación Cahuascalas, sin afectar a la Formación Tepexic de edad Calloviana que la suprayace (Suter, 1990).

Los datos de pozos recabados por Suter (1990) están ubicados en la Cuenca Tampico-Misantla, que sugieren la existencia de otra falla de edad Jurásica dentro de la zona de estudio Tamazunchale y también las diferencias de la cima del basamento metamórfico y el espesor aparente de la Formación Huayacocotla podrían ser el probable resultado de una falla normal, el movimiento a lo largo de esta falla debe de haber cesado antes del depósito de la Formación Tamán.

Las fallas normales parecen ser parte de un *graben* intercontinental que probablemente esté relacionado con la apertura del Golfo de México de escala regional con dirección N-SE de edad Triásica tardía a Jurásica media (Salvador, 1987 en Suter, 1990) Existe otra hipótesis para el caso de esta estructura regional propuesta por López-Ramos (1972) y que en la Cuenca de Tampico-Misantla sugirió la existencia de un estilo tectónico de fosas y pilares desde el Paleozoico superior hasta el Jurásico Medio.

En la zona de estudio existen múltiples anticlinales, sinclinales y cabalgaduras por mencionar algunas, Cabalgadura de San Juanito que pone las facies Taninul en contacto directo con la Formación Chicontepec al nororiente de Huichihuayán.

En la cuenca Tampico-Misantla, al occidente de la Formación Velasco puede considerarse como límite entre del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Suter, 1990). El Sinclinal de Axtla es la estructura más al occidente a escala regional, ambos flancos están compuestos por la Arenisca Tanlajas mientras que en el núcleo tiene un relleno de la Lutita Chalma (Suter, 1990).

Las estructuras en la Cuenca Tampico-Misantla al nororiente del Sinclinal de Axtla, no está bien delimitada debido a que hay mucho plegamiento de amplitud pequeña y no se logra subdividir la Formación Chicontepec al oriente del Río Moctezuma (Suter, 1990).

4.3.2. Cabalgadura San Juanito

El autor Suter (1990) describe a la Cabalgadura San Juanito en las facies Taninul en contacto tectónico con la arenisca Tanlajás de la Formación Chicontepec al nororiente de Huichihuayán y con la Formación Méndez, dicha cabalgadura forma el frente de la Sierra Madre Oriental y al sur delimitada axialmente por el Lineamiento de Tlamaya-Huichihuayán desconociendo su acortamiento (Figura 22 y 23).

4.3.3. Anticlinorio de Huayacocotla

El Anticlinorio de Huayacocotla está delimitado al norte por el Lineamiento de Tlamaya-Huichihuayán, el anticlinorio es reemplazado por la cabalgadura de San Juanito. El Anticlinorio de Huayacocotla consiste en un pliegue casi simétrico y en forma de cofre, al occidente el pliegue está delimitado por el Sinclinal de Xilitla-Chapulhuacan y al oriente por el Sinclinal de Axtla, el relieve estructural es de 400-450 m con relación al Sinclinal de Xilitla-Chapulhuacan y de 2,000 m respecto al Sinclinal de Axtla por Suter (1990) (Figura 22 y 23).

El Anticlinorio de Huayacocotla podría estar desplazado por una falla transversal diestra lo que explica la ausencia de la cabalgadura al norte del Arroyo seco o la cabalgadura puede estar cortada por una falla normal más joven Suter (1990).

El acortamiento lineal del Anticlinorio de Huayacocotla fue documentado por Suter (1990) de 3,550 m o 23 % en la sección del Río Moctezuma, de los cuales los 1,600 m corresponden al plegamiento y 1,950 m al desplazamiento a lo largo de la cabalgadura de Tamazunchale.

4.3.4. Cabalgadura Tamazunchale

El nombre de Cabalgadura Tamazunchale se definió a la falla inversa que delimita a los alrededores de Tamazunchale y al anticlinorio de Huayacocotla hacia el oriente de la zona de estudio Heim (1926) menciona por primera vez a esta falla (Suter, 1990).

La Cabalgadura Tamazunchale (Figura 22 y 23) fue cartografiada por Suter (1990) mostrada en la

carta Tamazunchale, donde calizas de la Formación Ahuacatlán con pendiente hacia el poniente, cabalgan sobre la Formación Méndez en el valle del Río Moctezuma, la falla pone a la Formación Chapulhuacan en contacto con la Formación San Felipe, deformada por el desarrollo posterior de un pliegue con núcleo en la Formación Ahuacatlán, lo que sugiere una secuencia de deformación de poniente a oriente al sur del Río Moctezuma, el plano de la falla es subhorizontal y los pliegues en sus flancos con una inclinación NNW, el frente de la Cabalgadura Tamazunchale es oblicuo a las trazas de los pliegues en ambos flancos de la falla formando un afloramiento transversal

4.3.5. Cabalgadura Xilitla

La Cabalgadura Xilitla (Figura 22 y 23).fue definida por primera vez por en trabajos de Heim (1926 ,1940).De acuerdo a el trabajo de Suter (1990) está cabalgadura se encuentra-situada justo a la orientación del borde del banco de Valles San Luis Potosí y cambia gradualmente desde una dirección norte-sur, y al sur con la Carretera Federal 120 m, dicha cabalgadura tiene un ángulo de aproximadamente 60° y los sedimentos de talud y cuenca, permite distinguir el relieve estructural del depósito.

4.3.6. Anticlinorio Pisa Flores

El Anticlinorio Pisa Flores (Figura 22 y 23) se define como el conjunto de pliegues situado al norte del Río Amajac que está delimitado en el poniente por la cabalgadura de Agua Zarca y al Oriente por el Sinclinal Xilitla-Chapulhuacan. Al norte los pliegues que componen al Anticlinorio de Pisa Flores se terminan antes de llegar al borde de Plataforma de Valles-San Luis Potosí, al sur del Anticlinorio tienen un rumbo diferente y son consideradas del Anticlinorio de Huayacocotla y alguno de los pliegues que componen el Anticlinorio se formaron por el despegue de la Formación Pimienta (Suter, 1990).

4.3.7. Cabalgadura de Lobo-Ciénega

La Cabalgadura de Lobo-Ciénega (Figura 22 y 23) al borde oriental de la Plataforma de Valles de San Luis Potosí al sur de la Carretera Federal 120 se caracteriza por la sucesión de escamas cabalgantes con dirección ligeramente oblicua al borde de la plataforma, la mayor de estas escamas es la Cabalgadura de Lobo-Ciénega su geometría está expuesta a lo largo de la carretera federal 120, donde el despegue cercano a la superficie se desarrolló en la Formación Soyatal. La falla está compuesta por un segmento paralelo a la estratificación del bloque cabalgado, con una inclinación promedio de 2° y una longitud de 3,500 m. Existe una rotación parcial de la falla y de ambos flancos, posterior al cabalgamiento esto en comparación con la Cabalgadura Xilitla, donde la rotación del bloque es el resultado de la geometría cabalgante escalonada de la superficie de la falla (Suter, 1990).

4.3.8. Cabalgadura de Agua Zarca

La Cabalgadura Agua Zarca (Figura 22 y 23) fue definida por Suter (1984) está ubicada al oriente de la cabalgadura de Lobo-Ciénega con dirección subparalela al borde oriental de la Plataforma de Valles de San Luis Potosí, el afloramiento bien definido de esta falla se encuentra al oriente de Río Verdito, donde la Formación Ahuacatlán está en contacto tectónico con la Formación Agua Nueva y es probable que esta cabalgadura sea una escama de Lobo-Ciénega; al sur la cabalgadura está cruzada por el camino Lobo Agua de Zarca, donde forma el contacto tectónico entre las Formaciones Ahuacatlán y San Felipe (Suter, 1984).

4.3.9. Cabalgadura de La Misión

La Cabalgadura de La Misión (Figura 22 y 23) fue descrita por Suter (1984) donde menciona que es otra de las series de escamas que deformo el borde oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, se encuentra ubicada al poniente de la Cobijadura de Lobo Ciénega, al igual que la Cabalgadura de Agua de Zarca podría ser una escama divergente de la cobijadura mayor de Lobo-

Ciénega y el afloramiento mejor definido de la Cabalgadura La Misión se encuentra al sur oriente de Lomas de Pilas, donde la Formación Ahuacatlán cabalga sobre la Formación Agua Nueva, esta falla pasa por La Misión, donde se forma un contacto tectónico entre la Formaciones Ahuacatlan y San Felipe; al norte La misión que tiene una inclinación de falla y se documentó con 41° , mientras que el ángulo de falla y los estratos del flanco alto sólo mide 8° (Suter, 1984).

4.3.10. Estructuras dentro de la Plataforma de San Luis Potosí

En la hoja Tamazunchale por Suter (1990) la Plataforma de Valles de San Luis Potosí cubre aproximadamente el 35%de superficie, pero no proporciona mucha inFormación respecto a las estructuras cordilleranas, la más aceptada es porque se encuentra cubierta por la morfología de *karst* y en la parte sudoriental que está cubierta por caliche y estas inclinaciones y las trazas de los pliegues fueron inferidas por la interpretación aérea hecha por (Suter, 1990).

4.3.11. Fallas de Transcurrencia

Las fallas de transcurrencia en la zona de estudio Tamazunchale se encuentran distribuidas de la siguiente manera, en la parte septentrional, al surponiente de Huichihuayán, la cadena frontal de la Sierra Madre Oriental está afectada por un lineamiento en dirección $NE45^\circ$ denominado como el Lineamiento Tlamaya-Huichihuayán por Suter (1984) y Suter(1990), dicho lineamiento coincide con el limite oriental de la Plataforma de Valles de San Luis Potosí, el segmento ubicado al nororiente (facies de borde de plataforma) muestra una inclinación de 15° hacia el lineamiento y relieve con 300 a 400 m más alto que aquel de su contraparte, la cual yace al suroriente como facies de talud. El lineamiento ha sido activado como una falla de transcurrencia durante la Formación del Anticlinal de Huayacocotla y de las cabalgaduras de San Juanito y de Xilitla, al norte del lineamiento, el acortamiento de Anticlinal de Huayacocotla sin que exista una cabalgadura frontal. La falla de transcurrencia con dirección $NE 22^\circ$ se encuentra al sur del arroyo seco, donde culmina al norte de la cabalgadura de Ahuehueyo (Suter, 1990).

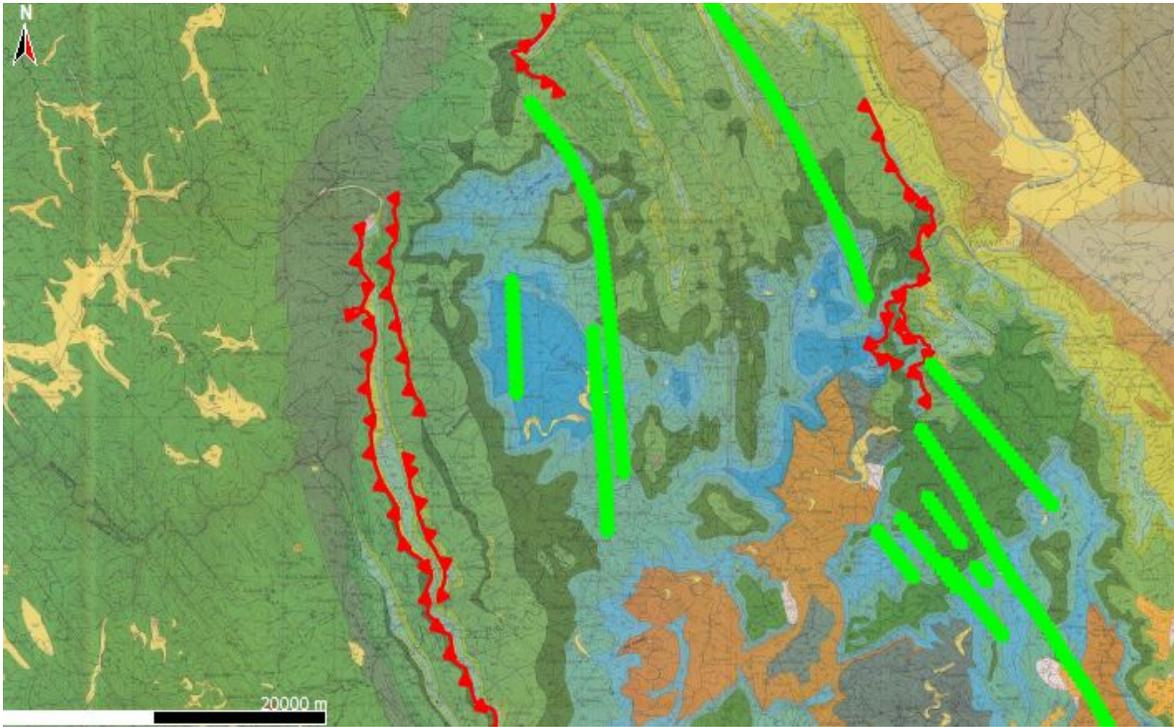


Figura 22. Mapa de la zona de estudio Tamazunchale con las estructuras geológicas en rojo cabalgaduras y en verde anticlinales.



Figura 23. Estructuras geológicas de la zona de estudio: 1. Cabalgadura San Juanito, 2. Anticlinorio de Huayacocotla, 3. Cabalgadura Tamazunchale, 4. Cabalgadura Xilitla, 5. Anticlinorio Pisa Flores, 6. Cabalgadura de Lobo-Ciénega, 7. Cabalgadura de Agua Zarca, 8. Cabalgadura de La Misión.

4.3.12. Mecanismos de Deformación.

Los mecanismos de deformación en las Formaciones geológicas de la zona de estudio Tamazunchale, fueron originadas por esfuerzos de eventos tectónicos, en esta tesis se citan dos eventos tectónicos que influyeron de manera progresiva y regresivamente en las Formaciones geológicas, por orden geocronológico, la dispersión de pangea, originando la apertura del Golfo de México, posteriormente la subducción de la placa farallón contra la placa Norteamericana al occidente del país dando origen a la Orogenia Laramide que posteriormente creó la Sierra Madre Oriental, estos eventos tectónicos influyeron de manera directa en la geometría de las capas plegadas de las Formaciones geológicas de esta tesis y los mecanismos de deformación definen la geometría final y consecuentemente el estilo geológico estructural.

A lo largo de la historia geológica muchos autores como Hall (1815), Willis (1934), Billings (1934), De Sitter (1962), Donath y Parker (1964), Whitten (1966), Ramsay (1977) entre otros, han estudiado el origen y evolución de los pliegues.

Donath y Parker (1964) establecieron que las características geométricas y los rasgos internos de los pliegues reflejan el mecanismo que produjo el plegamiento y sugirieron una clasificación de pliegues basados en el mecanismo que los ha producido.

Los pliegues deformados son el resultado de fuerzas compresivas, las cuales actuaron a lo largo del plano de estratificación tomando en cuenta que cada estrato tiene diferente comportamiento mecánico por su composición física y esto conduce a un arqueamiento del estrato, otro proceso en el desarrollo de pliegues en secuencias de estratificación múltiple es el deslizamiento interestratal a lo largo de los planos de capas.

El comportamiento del plegamiento de las capas dependerá de la tendencia de estratos y espesor, si la secuencia estratigráfica es múltiple como en el caso de la zona de estudio Tamazunchale que existen hasta veintidós Formaciones geológicas, cada una con diferentes espesores e incluso facies, introducen una inestabilidad estructural en las capas de dichas Formaciones geológicas por mencionar ejemplos una secuencia de abajo hacia arriba por conglomerados, areniscas, calizas, lutitas y calizas masivas, cada uno con diferente espesor, al deformarse la base del conglomerado será más quebradiza que las demás capas y propiciara al desarrollo de fallas inversas y se propagaran hasta que sean absorbidas por la roca más dúctil, en este caso la lutita; entonces un pliegue anticlinal es la estructura más compleja en el subsuelo y además existen en la zona de estudio Tamazunchale

Las fracturas y fallas asociadas en los pliegues fueron estudiadas por Stearns (1968) quien reconoció seis diferentes tipos de sistemas conjugados de fallas y fracturas cada una de ellas relacionadas a la orientación del eje principal de esfuerzo al momento de la ruptura, en la naturaleza existen solo cuatro grupos y fueron identificados por Friedman y Stearns (1971) en el anticlinal de Teton en Montana.

Actualmente existen seis tipos de clasificaciones de mecanismos de deformación de plegamiento y son:

- 1) Deslizamiento Flexural (flexural slip).
- 2) Deslizamiento Pasivo (Passive flow).
- 3) Por desprendimiento (Detachment):
 - a) Buckle.
 - b) Anticlinal de Rollover (expansión).
- 4) Por Flexión de falla (fault-bend fold).

5) Por propagación de falla (fault propagation fold).

6) Por Trishear.

Entre estos mecanismos de deformación de plegamiento de la zona de estudio Tamazunchale existen dos tipos, por flexión de falla (fault-bend fold) y por propagación de falla (fault propagation fold) esta descripción se tomó por la construcción de secciones estructurales para el modelo geológico estructural (Figura 24).

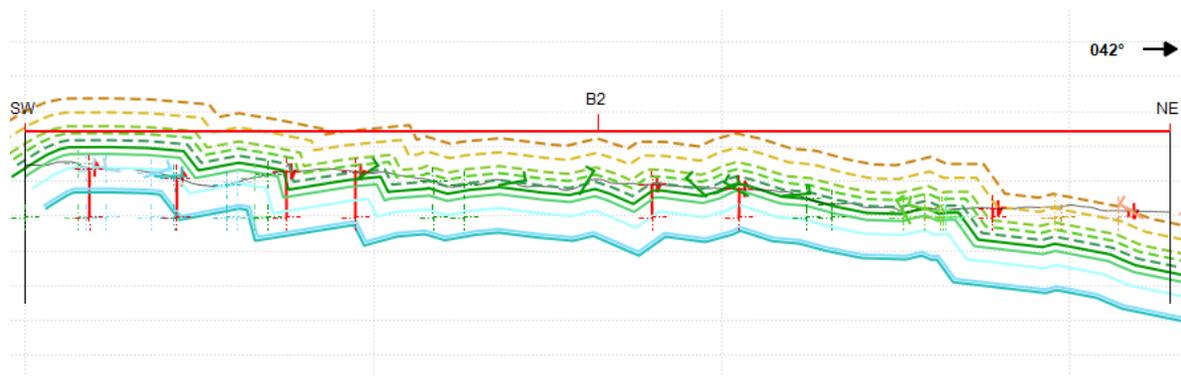


Figura 24. Sección estructural B2 con deformación fault bend fold, las fallas señaladas en rojo.

5. MODELADO ESTRUCTURAL

El modelo geológico estructural en tercera dimensión es una herramienta tecnológica que se auxilia de un software especializado para la geología estructural, el cual integra datos recabados de las disciplinas de la geología para la construcción de un modelo geológico estructural que permita el mejor entendimiento de la geometría de las Formaciones geológicas para poder localizar y delimitar una zona económica para explotar de la zona de estudio.

El modelo geológico estructural de Tamazunchale es una herramienta clave para entender la geología de la zona de estudio, ya que permite conocer y controlar estratigráficamente las Formaciones geológicas y desde luego ampliando la vista a 3D se controla más la geometría de las estructuras geológicas y permite definir con mayor exactitud la ubicación recursos naturales de esta región.

Para la construcción del modelo geológico de la zona de estudio Tamazunchale se utilizó un software especializado de Geología Estructural de nombre *Move™* de *Midland Valley*, el Software permitió integrar información geológica estructural y estratigráfica de cada una de las Formaciones geológicas con la cartografía 14Q–e (5) (Instituto de Geología, 1988) para la construcción del modelo geológico en 3D de Tamazunchale.

En este capítulo se describe la metodología para la construcción y creación de secciones estructurales para el modelo tridimensional de la zona de estudio Tamazunchale.

5.1. Metodología

Lo primero que se hizo en este capítulo fue delimitar el área de estudio en la Hoja Tamazunchale con clave 14Q-e (5) (Instituto de Geología, 1988), se eligió el sureste de la cartografía de Tamazunchale por tener mayor contenido de deformación estructural.

5.2. Origen de material

La cartografía de Tamazunchale se obtuvo mediante la página del Instituto de Geología con clasificación 14Q-e (5), se descargaron cuatro mapas para georreferenciar por completo la Hoja Tamazunchale, para así asignar la ubicación espacial de esta zona de estudio. Posteriormente se delimito el área principal de la zona de estudio, donde se encuentra entre las latitudes 21°15'00" N, 21°00'00" S y las longitudes 98°40'00" W y 99°05'00" E, después se descargó el DEM (Digital Elevation Model) para limitar por completo la zona de estudio.

5.3. Georreferenciar en Global Mapper

Para georreferenciar la Hoja Tamazunchale 14Q-e (5) del área delimitada de estudio, se insertara la cartografía digital de Tamazunchale 14Q-e (5) en Global Mapper, para posteriormente georreferenciar en proyección UTM y Datum NAD 27 y se exporta con el formato geo tiff.

5.4. Digitalización de la cartografía en MOVE™

La cartografía del área de estudio Tamazunchale anteriormente georreferenciada se insertó en el software *Move™*. El primer paso en la cartografía digitalizada es trazar las Formaciones geológicas con la herramienta *Horizon* respetando el orden geocronológico y estratigráfico (Figura

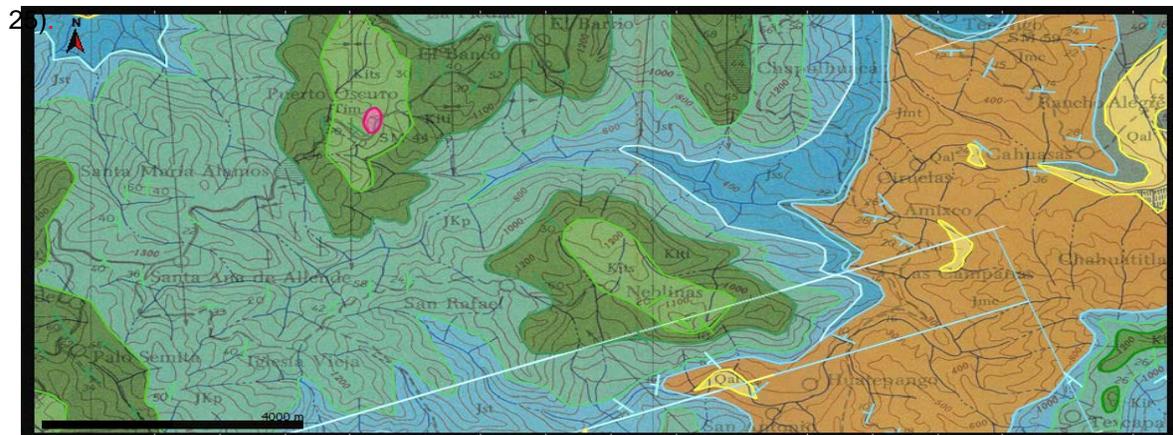


Figura 25. Formaciones geológicas delimitadas y definidas con la herramienta *Horizon* en el software *Move™* y datos estructurales digitalizados.

El siguiente paso es digitalizar cada echado del área de estudio, cuidando cada dato estructural de la Formación geológica correspondiente, para posteriormente proyectar en el DEM (Figura 25).

Stratigraphy	Rock Properties	Strat. Column	Compaction Curves	
	Horizon	Colour	Rock Type	Age
1	Qd		Default	20.0 Ma
2	Qal		Default	20.5 Ma
3	Tt		Default	36.0 Ma
4	Tct		Default	63.0 Ma
5	Tcc		Default	63.0 Ma
6	Tch		Default	63.1 Ma
7	Ksv		Default	70.0 Ma
8	Ksf		Default	80.0 Ma
9	Ksm		Default	83.0 Ma
10	Ksa		Default	90.0 Ma
11	Kiti		Default	103.0 Ma
12	Kits		Default	104.0 Ma
13	Kit		Default	104.5 Ma
14	Jss		Default	150.0 Ma
15	Jst		Default	153.0 Ma
16	Jkp		Default	153.0 Ma
17	Jmt		Default	170.0 Ma
18	Jmcv		Default	170.0 Ma
19	Jmc		Default	171.0 Ma
20	Jih		Default	184.0 Ma
21	Tjh		Default	199.0 Ma
22	péh		Default	2000.0 Ma
23	Tim		Default	

Figura 26. Orden geocronológico de las Formaciones geológica del área de estudio Tamazunchale.

Posteriormente se inserta el Modelo de Elevación Digital (DEM) del área de estudio obtenida por el INEGI, para proyectar la cartografía del área de estudio Tamazunchale 14Q-e (5) en el DEM, seleccionando las delimitaciones de las Formaciones geológicas y datos estructurales (Figura 26).

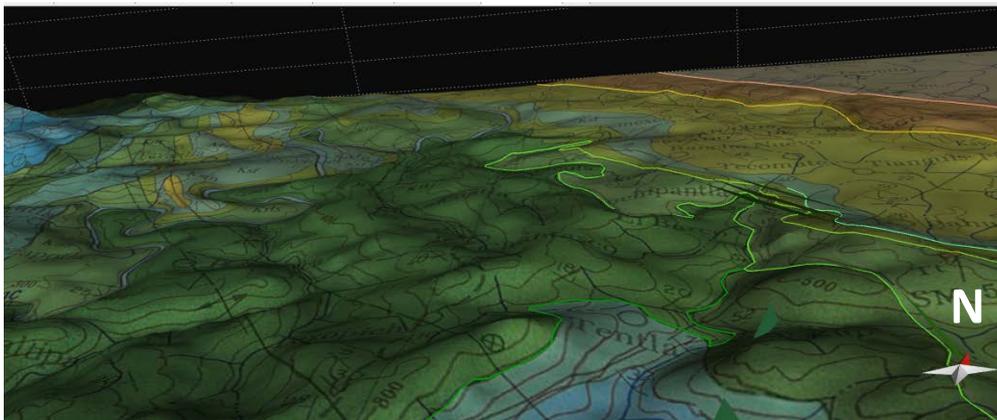


Figura 27. Algunas Formaciones geológicas proyectadas en el DEM del área de estudio.

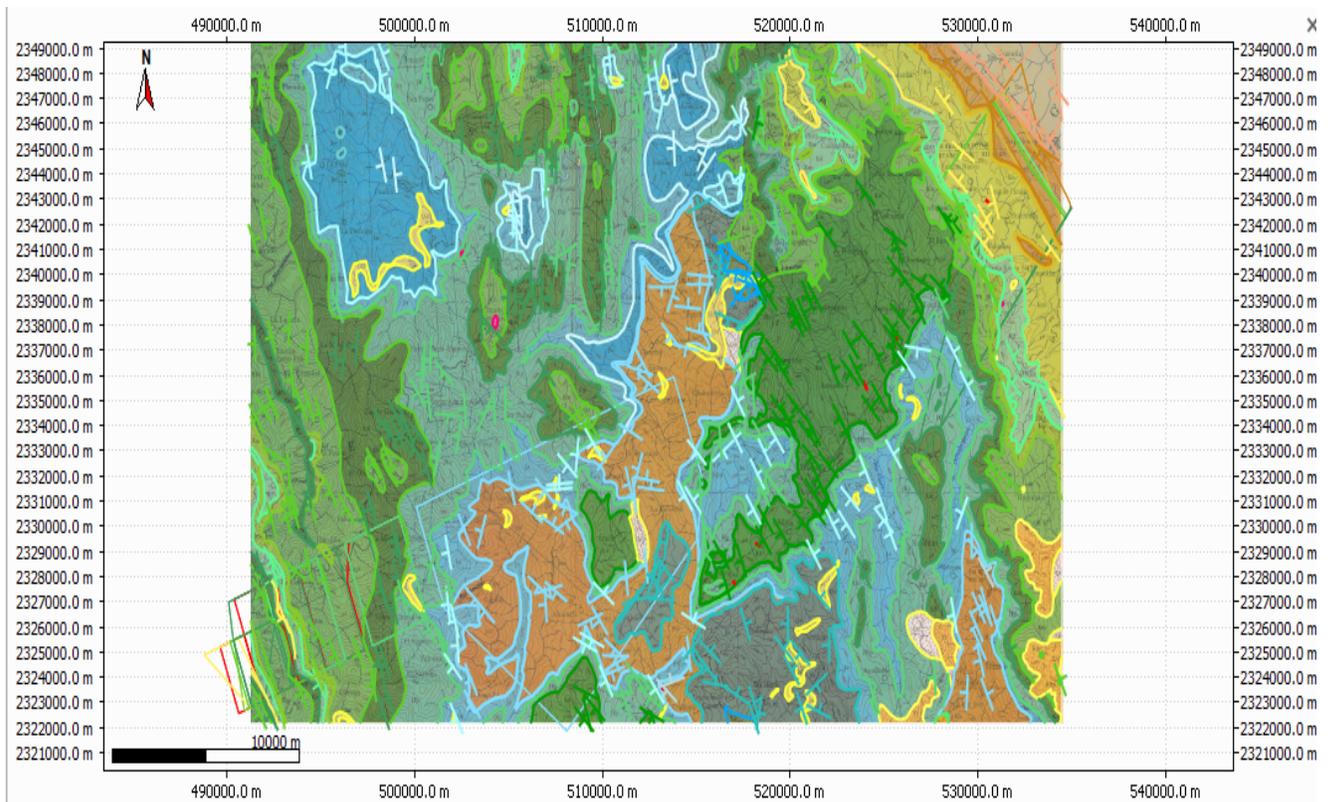


Figura 28. Formaciones geológicas delimitadas del área de estudio Tamazunchale en San Luis Potosí.

5. Construcción de Secciones

Para la creación de secciones estructurales, se utilizó la herramienta *Trace* y posteriormente asignar un nombre a la sección; y con vista en 3D se crea el relieve de la sección.

El siguiente paso es seleccionar los horizontes de las Formaciones geológicas que corten a la sección geológica, para proyectar en el relieve los datos estructurales (echados) y contactos de cada Formación geológica, para la construcción de cada Formación geológica en la sección estructural (Figura 29).

El objetivo principal de la creación de las secciones estructurales es analizar la geometría de los pliegues de la zona de estudio Tamazunchale y la existencia de fallas (Figura 29). En la sección A.1 con dirección WSW y ENE de la zona de estudio Tamazunchale (Figura 29) las Formaciones están ordenadas de manera geocronológicamente de abajo hacia arriba correspondiendo (Figura 29). Jmc (Formación Cahuwasas), Jst (Formación Tamán), Jkp (Formación Pimienta) Kits (Formación Ahuacatlan), Kiti (Formación Chapulhuacan), Ksa (Formación Agua Nueva), Ksf (Formación San Felipe).

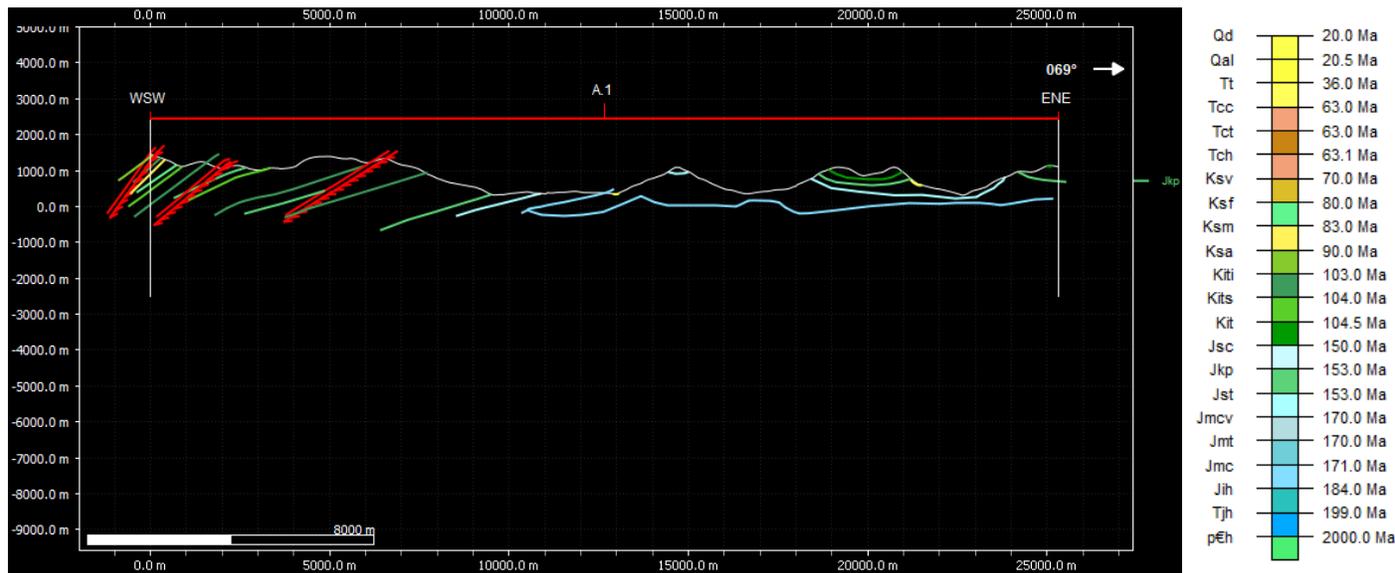


Figura 29. Sección estructural A.1 con relieve, fallas y tabla estratigráfica creada para el modelo geológico estructural de Tamazunchale.

Posteriormente se crearan dos secciones paralelas a la principal, repitiendo los pasos anteriores para cada sección creada, proyectando las Formaciones geológicas y datos estructurales (echados) para la construcción a detalle de cada estrato de la sección geológica.

5.6. Creación de Superficies

La creación de superficies geológicas se realizó a partir de la construcción de tres secciones paralelas con las respectivas Formaciones geológicas creadas a partir de datos geológicos. Las primeras superficies a construir serán las fallas; se seleccionan las tres fallas paralelas presentes en las secciones geológicas y con la herramienta del software *Model Building/Surface* se elige la opción *Create Surface* a partir de líneas para obtener la falla en vista 3D.

Posteriormente cada horizonte creado para las Formaciones geológicas, se elige el método de *Spline Curves*, se seleccionan los tres horizontes de las Formaciones geológicas de las tres secciones paralelas, se elige *Create Surface* y finalmente se edita respetando el color de la Formación geológica (Figura 30).

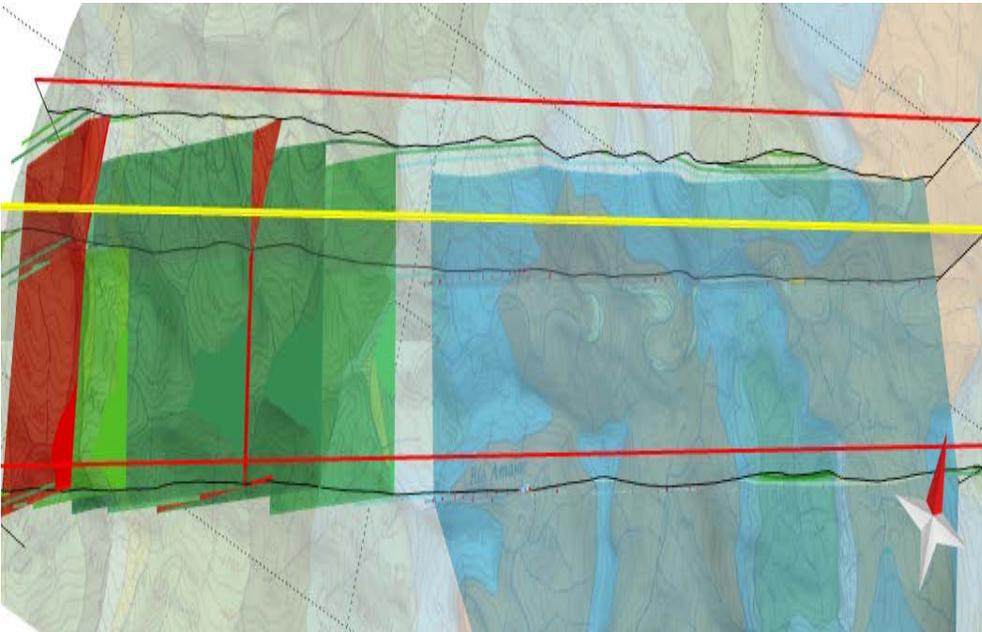


Figura 30. Secciones geológicas A , A.1 y A.2 construidas en el Software Move.

5.7. Modelo Tridimensional

En el Modelo tridimensional de la zona de estudio Tamazunchale permito comprobar aspectos estratigráficos con respecto al orden geocronológico y permite visualizar de mejor manera la deformación de las Formaciones geológicas existentes en la zona de estudio Tamazunchale por consecuencia de eventos tectónicos sufridos desde el Triásico Tardío (Figura 31).

El modelo geológico estructural cita solo siete Formaciones geológicas, Jmc (Formación Cahuansas), Jst (Formación Tamán), Jkp (Formación Pimienta) Kits (Formación Ahuacatlan), Kiti (Formación Chapulhuacan), Ksa (Formación Agua Nueva), Ksf (Formación San Felipe), debido a que estas Formación están ubicadas en el corte vertical de las secciones geológicas.

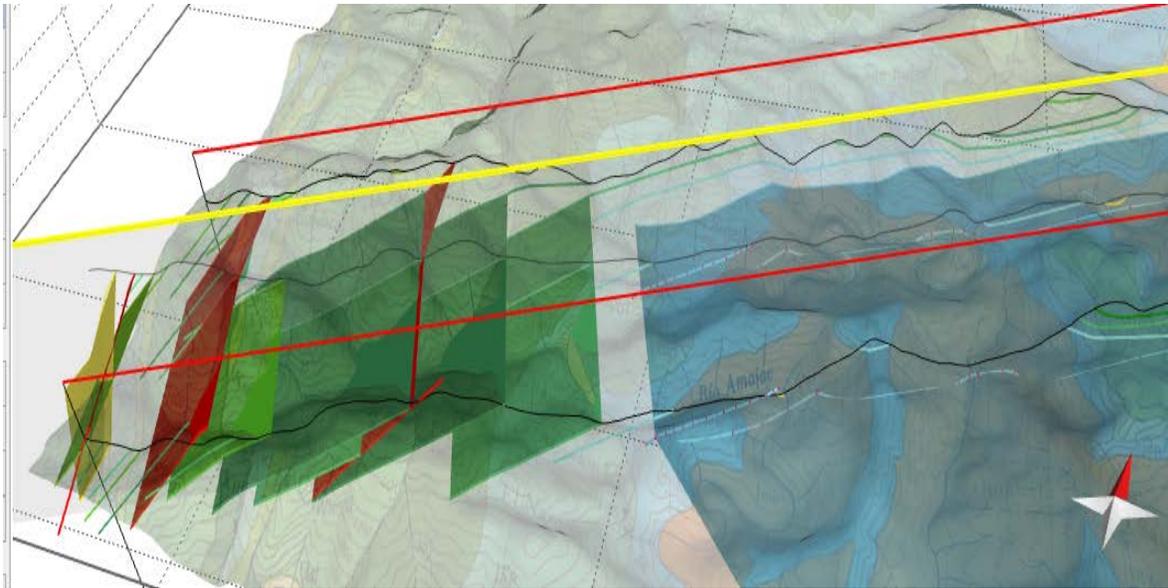


Figura 31. Modelo Tridimensional de Tamazunchale de San Luis Potosí.

Para llevar a cabo el análisis estructural del área de estudio, se interpretaron las secciones geológicas A, A.1 y A.2, obteniendo como resultado la existencia de tres fallas inversas que cortan las tres secciones, fallando todo el Cretácico al WNW y hacia el ENE aflorando el Jurásico medio.

El modelo geológico estructural permite describir la geometría de las Formaciones geológicas que no cumplen con los mismos espesores y desde luego por la composición de la roca en cada Formación geológica, define el comportamiento elástico o frágil al someterse a esfuerzos derivados por eventos tectónicos y consecuentemente deformando la mayor parte esta zona de estudio Tamazunchale, la existencia de las fallas geológicas describe el comportamiento quebradizo de la roca y el desplazamiento de bloques a través de estrechas discontinuidades (Figura 32).

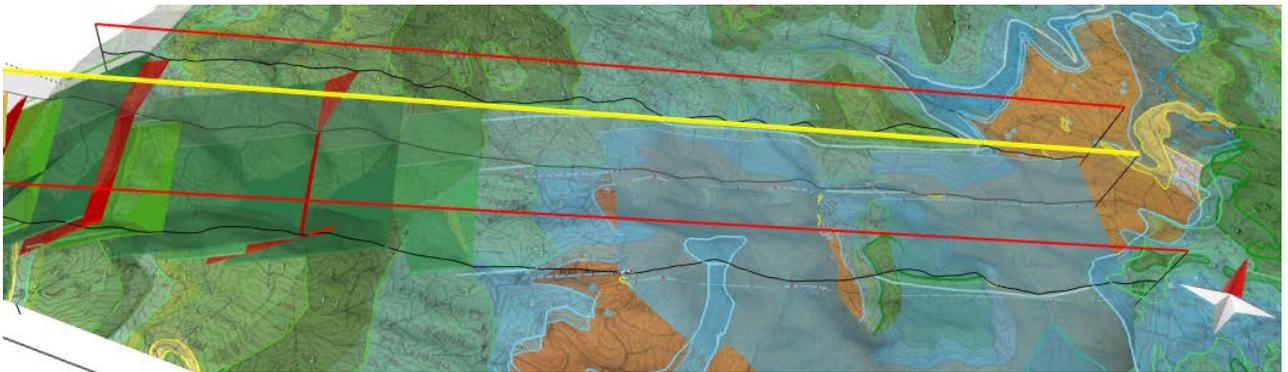


Figura 32. Formaciones del Cretácico y Jurásico de Tamazunchale.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Resultados

Los resultados de la construcción del modelo geológico estructural en 3D son las siguientes secciones A, A.1 y A.2 descritas a continuación:

- La primera sección construida de nombre A de la zona de estudio Tamazunchale con una altura vertical de 1,900 m con respecto al nivel del mar, está integrada por las siguientes Formaciones geológicas: Jcm (Formación Cahuasas), Jst (Formación Tamán), Kiti (Formación Chapulhuacan), Kits (Formación Ahuacatlan), Ksa (Formación Agua Nueva), Ksf (Formación San Felipe) y Ksm (Formación Méndez) La geología estructural de la sección A contiene tres fallas inversas contenidas en las Formaciones geológicas del periodo Cretácico, por consecuencia del límite quebradizo de la roca caliza, en donde los bloques de estas Formaciones son desplazados uno con respecto a otro a través de estrechas discontinuidades. Las Formaciones Jkp (Formación Pimienta) y Jst (Formación Tamán) se encuentran desplazadas verticalmente y erosionadas al relieve de la sección .La Formación Cahuasas (Jcm) del periodo Jurásico se presenta con un ligero plegamiento al ENE (Figura 33).

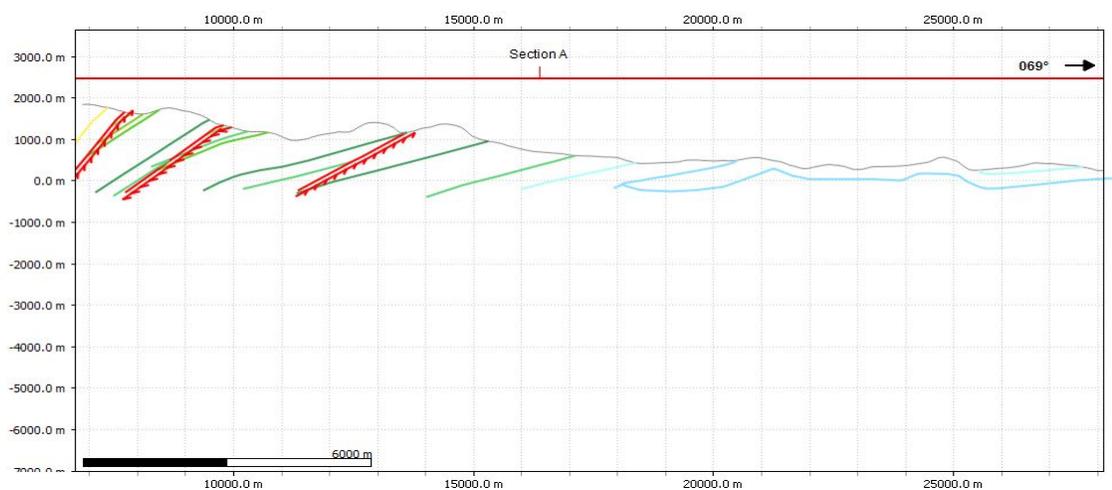


Figura 33. Sección A con tres fallas inversas y Formaciones geológicas del periodo Cretácico y Jurásico.

- La sección A.1 está constituida por las siguientes Formaciones geológicas: Jcm (Formación Cahuwasas), Jst (Formación Tamán), Jkp (Formación Pimienta), Jst (Formación Tamán), Kiti (Formación Chapulhuacan), Kits (Formación Ahuacatlan), Ksa (Formación Agua Nueva), Ksf (Formación San Felipe) y Ksm (Formación Méndez) estas Formaciones pertenecen al periodo Jurásico y Cretácico, la geología estructural de esta sección geológica A.1 está constituida por tres fallas inversas, fallando las Formaciones geológicas del periodo Cretácico, dichas Formaciones en su mayoría constituidas de roca caliza. Las Formaciones del Jurásico se presentan con un ligero plegamiento al ENE no armónico y aflorando al ENE, siendo más resistente a la deformación pero no a la erosión (Figura 34).

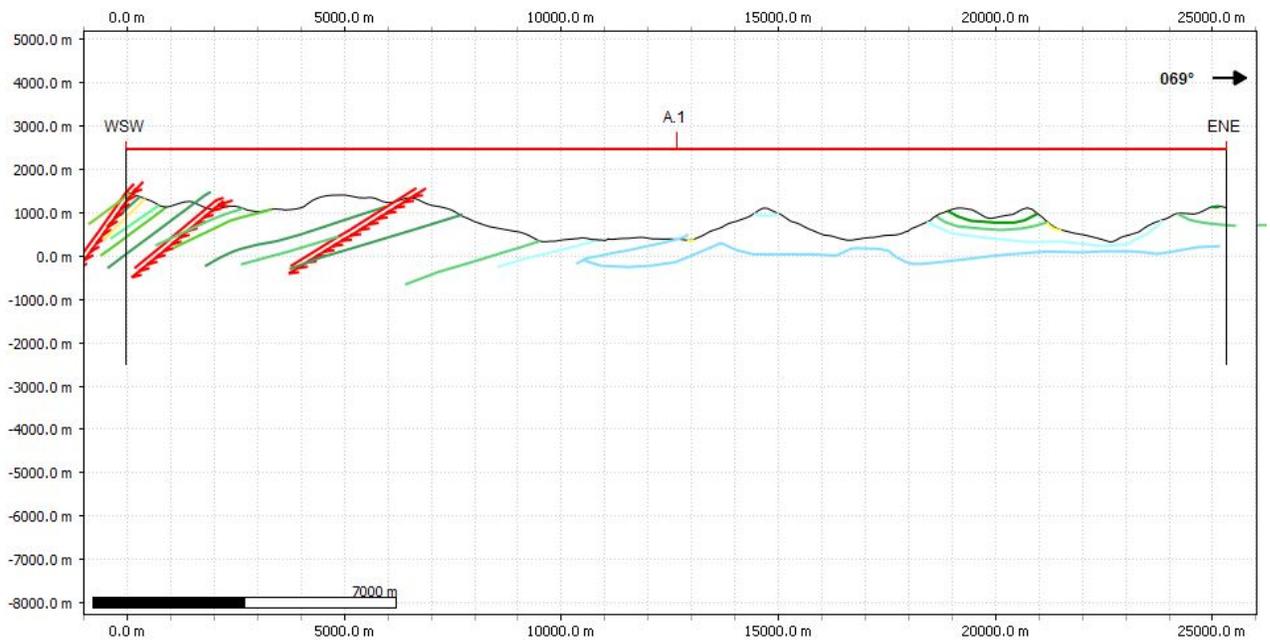


Figura 34. Sección geológica A.1.

- La sección geológica A.2 está constituida por las siguientes Formaciones geológicas: Jcm (Formación Cahuassas), Jst (Formación Tamán), Jkp (Formación Pimienta), Jst (Formación Tamán), Kiti (Formación Chapulhuacan), Kits (Formación Ahuacatlan), Ksa (Formación Agua Nueva), Ksf (Formación San Felipe) y Ksm (Formación Méndez), la geología estructural de la sección A.2 está constituida por las dos fallas inversas que se encuentran en las Formaciones del periodo Cretácico al WSW; los pliegues se encuentran en el periodo del Jurásico al ENE, estos pliegues no son rítmicos ni presentan un espesor continuo, afloran en el relieve Jkp (Formación Pimienta), Kiti (Formación Chapulhuacan), Kits (Formación Ahuacatlan) (Figura 35).

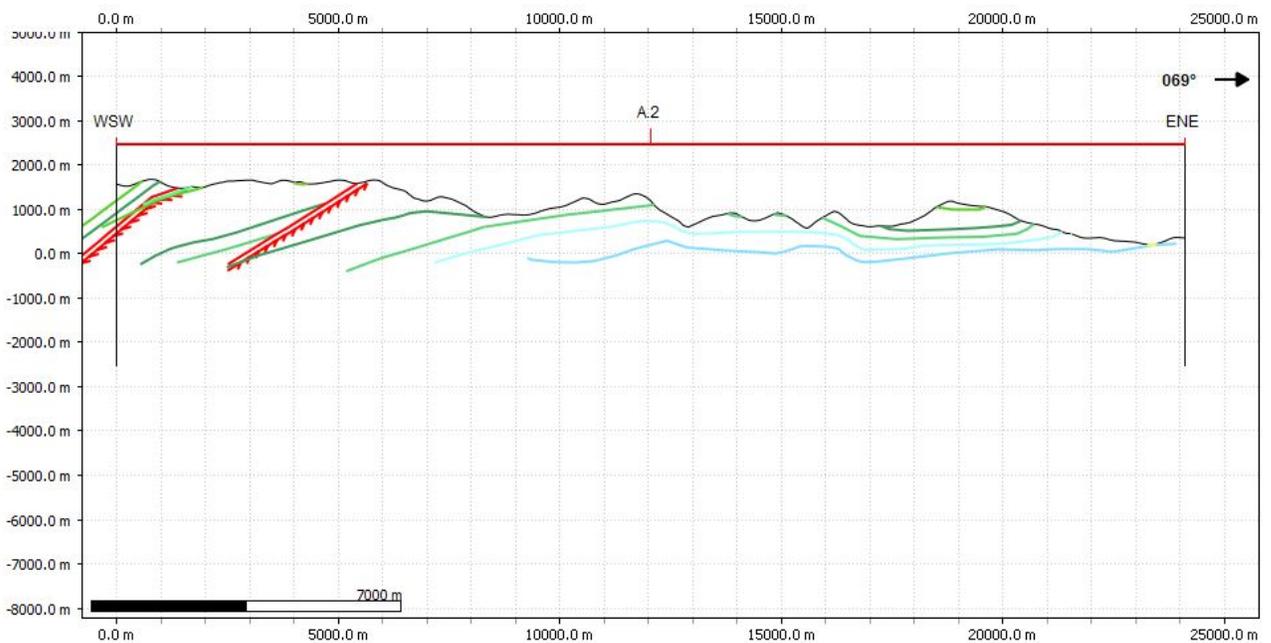


Figura 35. Sección geología A.2.

Las siguientes secciones fueron construidas para ver el comportamiento estructural en la zona de estudio Tamazunchale al SE, a continuación se describen B, B.1 y B.2:

- La sección geológica B está constituida por las siguientes Formaciones geológicas: ksv (Formación Velasco), Ksf (Formación San Felipe), Ksa (Formación Agua Nueva), Kits (Formación Ahuacatlan), Kiti (Formación Chapulhuacan), Jkp (Formación Pimienta), Jst (Formación Tamán), Jcm (Formación Cahuasas), Jih (Formación Huayacocotla) y Tjh (Formación Huizachal). La sección B consta de las anteriores Formaciones geológicas pero plegadas con espesores continuos con discordancias ligeramente verticales y plegamiento ligero al NE, en su mayor extensión aflora el Cretacio (Figura 36).

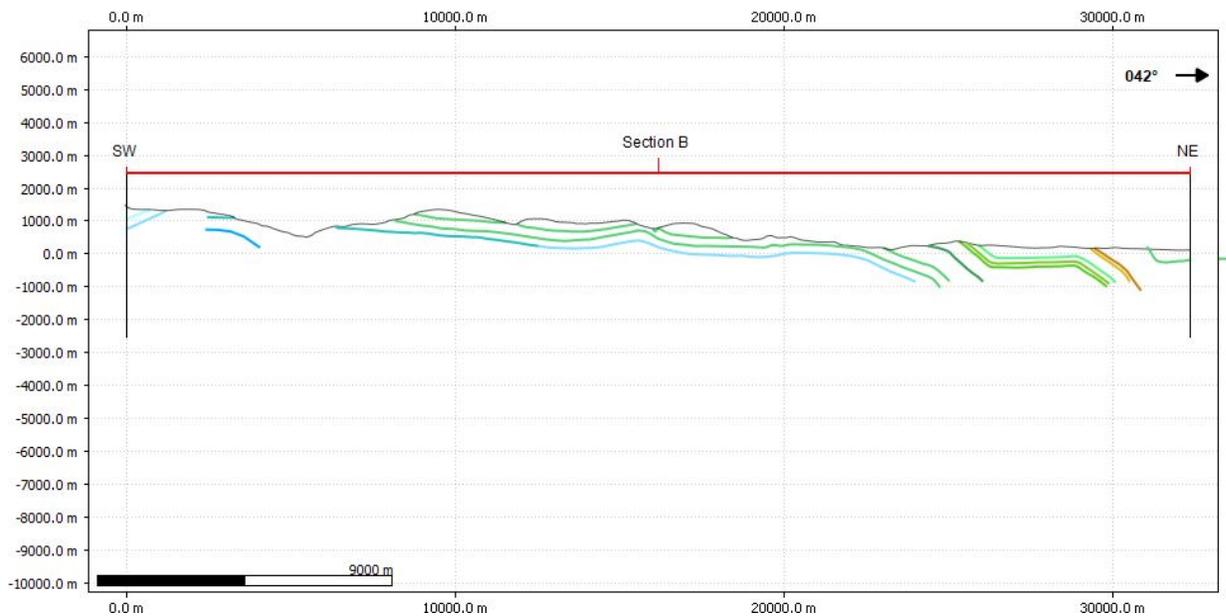


Figura 36. Sección geológica B de la zona de estudio Tamazunchale al SE.

- La sección geológica B.1 está constituida por las siguientes Formaciones geológicas: ksv (Formación Velasco), Ksf (Formación San Felipe), Ksa (Formación Agua Nueva), Kits (Formación Ahuacatlan), Kiti (Formación Chapulhuacan), Jkp (Formación Pimienta), Jst (Formación Tamán), Jcm (Formación Cahuwasas), Jih (Formación Huayacocotla) y Tjh (Formación Huizachal). La sección B.1 está compuesta por pliegues sin dirección de vergencia dominante y se observa desplazamiento relativo entre Formaciones geológicas al NE, los pliegues se caracterizan por ser suaves y la sección no presenta fallas estructurales (Figura 37).

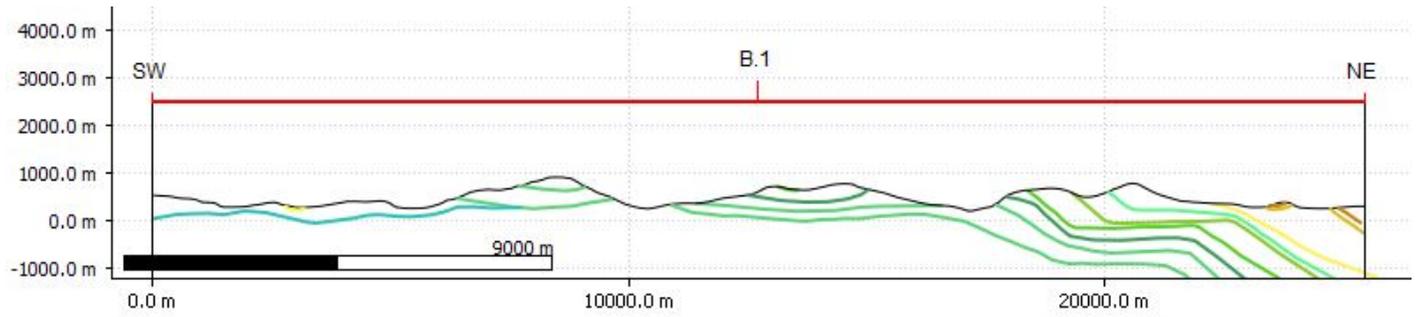


Figura 37. Sección geológica B.1.

- La sección geológica B.2 está constituida por las siguientes Formaciones geológicas: ksv (Formación Velasco), Ksf (Formación San Felipe), Ksa (Formación Agua Nueva), Kits (Formación Ahuacatlan), Kiti (Formación Chapulhuacan), Jkp (Formación Pimienta), Jst (Formación Tamán), Jcm (Formación Cahuwasas), Jih (Formación Huayacocotla) y Tjh (Formación Huizachal), en la mayor parte de la sección geológica B.2, están erosionadas las Formaciones del Cretácico sobre el Jurásico, las Formaciones geológicas se presentan en discordancias al SW y NE de la sección; no presenta fallas geológicas (Figura 38).

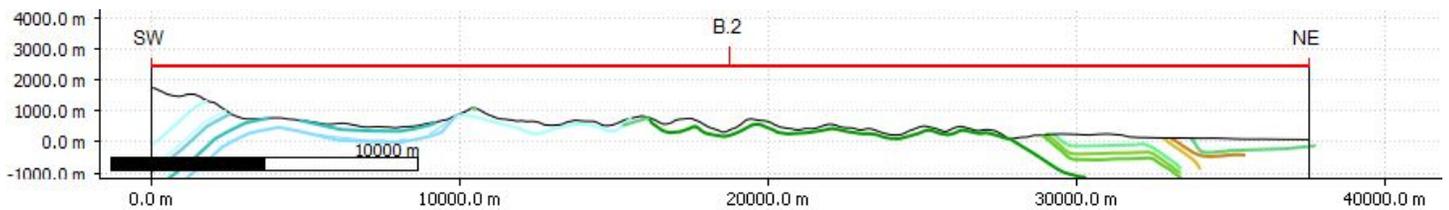


Figura 38. Sección geológica B.2 de la zona de estudio Tamazunchale.

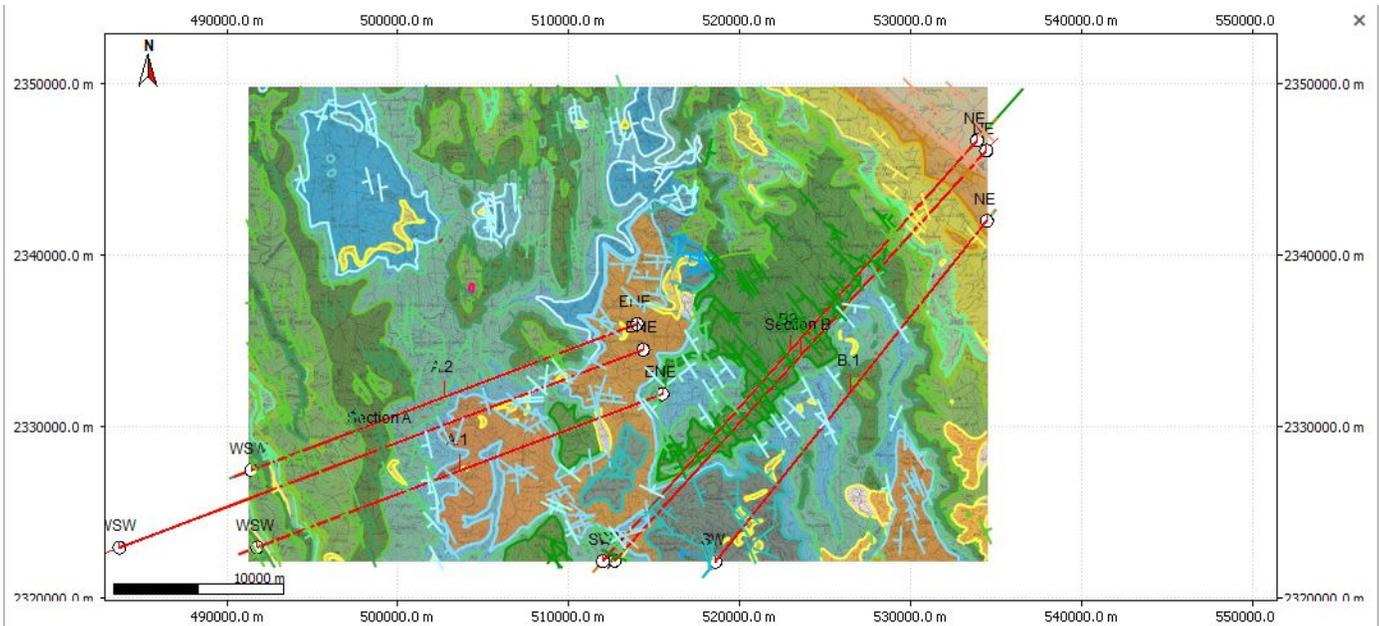


Figura 39. Cartografía de la zona de estudio Tamazunchale digitalizada y secciones geológicas descritas anteriormente (A, A.1, A.2, B, B.1 y B.2).

El principal objetivo de esta tesis fue la construcción de un modelo geológico estructural en 3D con cartografía extraída del (Instituto de Geología, 1988) 14Q–e (5) de la zona de estudio Tamazunchale en el estado San Luis Potosí (Figura 31).

El modelo geológico estructural en 3D se obtuvo con la recopilación de datos obtenidos de estratigrafía y datos estructurales de los artículos citados, desde luego se tomó como punto de partida para la investigación, el autor Suter (1990), por ser este el creador de la cartografía 14Q–e (5) (Instituto de Geología, 1988) utilizada en esta tesis, se investigó y se estudió cada una de las referencias citadas en esta tesis para poder comprender la evolución a lo largo del tiempo de la zona de estudio Tamazunchale.

La estratigrafía de la zona de estudio Tamazunchale compete de veintiuna Formaciones geológicas, cada una descrita detalladamente en el capítulo tres, para poder entender la composición de las Formaciones geológicas y así poder relacionar las Formaciones geológicas con eventos tectónicos que ha sido sometida la zona de estudio, por ejemplo, en la sección

estructural A.1 muestra Formaciones geológicas del Jurásico hasta el Cretácico con un poco de extensión de aluvión, cumpliendo con el orden geocronológico; las tres fallas al WSW en la sección A.1 son fallas inversas y se sugiere que fueron consecuencia de esfuerzos sometidos a las Formaciones geológicas de la zona, por la subducción de la placa Farallon contra la placa Norteamericana, fallando todo el Cretácico de la sección A.1, es importante mencionar que la estratigrafía fue la base para poder crear las secciones estructurales y posteriormente entender el probable origen de las fallas de la sección A.1.

Los eventos tectónicos citados en esta tesis fueron punto clave para iniciar una hipótesis sobre los mecanismos de deformación de la zona de estudio Tamazunchale; uno de los mecanismos de deformación citados es fault bend fold en la sección B2 de la (Figura 40) fallando todo el Jurásico y cumpliendo con el orden estratigráfico.

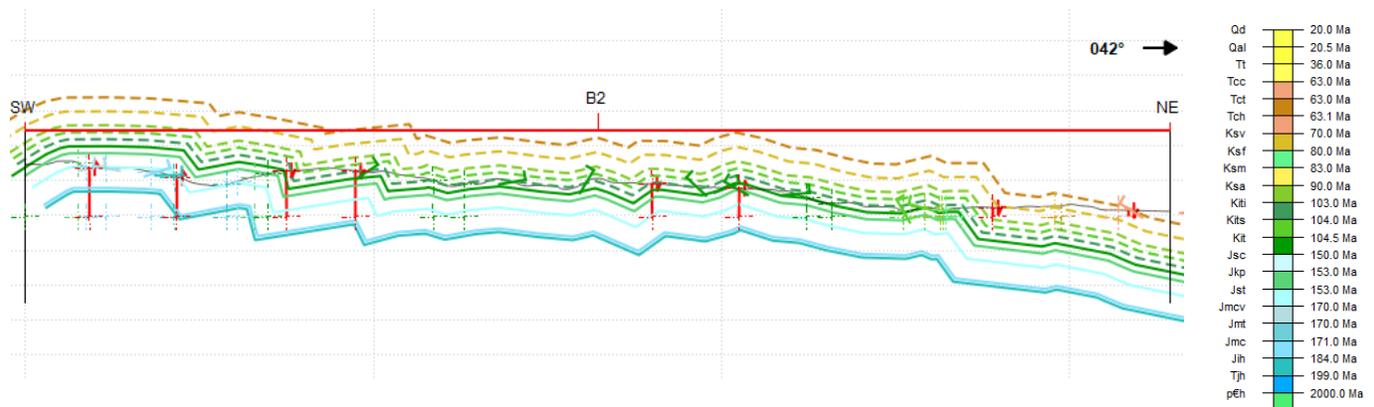


Figura 40. Sección estructural B2 con deformación fault bend fold, las fallas señaladas en rojo y estratigrafía.

Conclusiones

La construcción del modelo geológico estructural en 3D de Tamazunchale permitió tener un mejor control de la estratigrafía y datos estructurales de la zona de estudio, para poder delimitar las zonas como probables potenciales petroleros; la zona de estudio Tamazunchale se encuentra en la Cuenca Tampico Misantla que contiene Formaciones del Jurásico Superior al Cretácico Inferior, dichas Formaciones geológicas son: Chipoco, Agua Nueva (Xilitla) y Chicontepec, estas se caracterizan por tener rocas generadas y rocas productoras de hidrocarburo con alto contenido de materia orgánica y pueden ser tratados como posibles potenciales petroleros de la zona. Actualmente la industria petrolera se auxilia de este tipo softwares estructurales para identificar el sistema petrolero en la cuenca y delimitar de manera exacta el yacimiento petrolero para la futura extracción.

REFERENCIAS CITADAS

Aguayo Camargo, J.E., 1975, Sedimentary environments and diagenetic implications of the El Abra Limestone at its type locality, east Mexico: University of Texas at Dallas, Ph. D. dissertation, 159 p.

Aguayo Camargo, J.E. (1977). Sedimentación y Diagénesis de la Formación "Chipoco" (Jurásico Superior) en afloramientos, Estados de Hidalgo y San Luis Potosí. Rev. Inst. Mex. Petróleo, v.9, 11-21. 2018, De DGB-UNAM Base de datos.

Aguayo Camargo, J.E., 1998, The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 1-8.

Aguilar Rodríguez, A., (1984), Integración Geológica-Geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la zona norte, Pachuca Hidalgo, Universidad Nacional Autónoma de Hidalgo, tesis de maestría.

Aguilera, E., 1972, Ambientes de depósito de las Formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico Tuxpan: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24(1-3), 129-163.

Álvarez Manuel, JR. (1949). Unidades Tectónicas de la República Mexicana. En Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Tomo XIV (1-22). México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

Barboza Gudiño, J.R., Mata- Segura, J.L., de la Cruz M., 2001, Informe de la carta geológico mineral Llaanos del Carmen F14A-54, escala 1:50,000, Pachuca Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, informe, 43 pp.

Berker, E.W., Berggren, W.A., 1977, Paleocene and early Eocene of the Rio Grande and Tampico embayments; Foraminiferal biostratigraphy and paleoecology: Marine Micropaleontology, 2, 67-103.

Bodenlos, A. J., 1956, Itinerario de Zimapan, Hgo. Tamazunchale, San Luis Potosí: México, D.F.,

Cong. Geol. Internacional, 20, Excursiones A14-y C-6, p. 179-215, Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra.

Bonet Federico. (1956). Itinerario Taninul-Tamazunchale, México D.F. Congreso Geológico Internacional, 20 A-14 y C-6, p.93-118. 2018, De Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra Base de datos.

Burckhardt (1906). "La faune Jurassique de Mazapil, avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inferieur". Bol. Inst. Geol. México, 23, 43. Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra, De 2018 Base de datos.

Cantú Chapa Abelardo. (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica Veracruz (área Soledad-Miquetla). Rev. Inst. Mex. Petróleo, v.1, 18-24. 2018, De DGB-UNAM Base de datos.

Cantú Chapa Abelardo. (1971). La serie de la Huasteca (Jurásico Medio-Superior)del centro este de México. Rev. Inst. Méx. Petróleo, v.3, 17-40. 2018, De Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra De 2018 Base de datos.

Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17(5-6), 73-96.

Carrillo Bravo 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v.23, p1-102.

Cushman, J.A., Trager, E.A., 1924, New Formation in the Tampico Embayment Region: Geological Society of America Bulletin, 35(1), 100 p

De Golyer, E.L., 1915, On Cretaceous and Tertiary Formations of COSAT Mexico: America Institute Mining of Enginner Bulletin, 108.

Dickinson, W.R. Klute, M.A. Hayes, M.J. Janecke, S.U. Lundin, E.R. Mckittrick, M.A. Olivares, M.D. 1988
Paleogeographic and Paleotectonic setting of Laramide Sedimentary basin in central Rocky

Mountains region: Geological Society of America Bulletin, v.100, p 1023-1039.

Dumble, E.T., 1915, Tertiary deposits of northeastern México: Proc. California Acad. Science, 4ta serie, 5(6), 163-193. Enos, Paul, 1983, Sierra Madre Oriental: In Eby, D.E., y Clarke, R.T, eds., Sedimentation and diagenesis of mid-Cretaceous platform-margin-east-central Mexico. Dallas, Texas, Dallas Geol. Soc., Libro-guía, p 78-94.

Erben, H.K., (1956), El Jurásico Medio y el Calloviano de México: México, D.F., Congreso Geológico Internacional 20 Monogr., p 140.

Fries, Carl, Jr., y Rincón Orta, Cesar, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio Geocronometría. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 73, p. 57-133.

Heim, Arnold. (1926). The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Eclogae Geologicae Helveticae*, XX, 314-352. 2018, De Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra Base de datos.

Imlay, (1939). "Upper Jurassic Ammonites from México". *Jour. Pal.*, 50, 78. 2018, De Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra Base de datos.

Imlay, (1948). Las Formaciones Jurásicas de México. En *Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros* (1-64). México: Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros.

Jefferys, G 1910, .Reporte Geológico de la American Gulf oil Company: Reporte no publicado

Laberthe Hernandez, G., Tristán González, M, Aranda Gómez, JJ, 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte oriental del estado de San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, folleto técnico, 85.

López-Ramos, Ernesto, (1956), Terciario marino del este de México: México, D.F., Cong. Geol. Internacional, 20, Excursión C-16, Libro-guía.

López-Ramos, E., 1979, Geología de México, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p

López-Ramos, Ernesto, (1985) Geología de México, México, D.F Tomo II, UNAM.

Martínez Pérez, Jesús, (1962), Estudio geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al Oriente de Zacatlipán y Tlanguistengo, Hgo; Inst. Politecnico Nal., Escuela Sup. De Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, inédita.

Muir, J.M (1936), Geology of the Tampico región: Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, p.280. Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra 2018 Base de datos.

Nájera, H., 1952, Estudio de las Formaciones del Eoceno en la región de Poza-Rica: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 4(3-4), 71-115.

Ochoa-Camarillo, H., 1980, Estudio Geológico-Geoquímico a detalle del área Xichú, Gto.: México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis profesional.

Ochoa-Camarillo, H., 1996, Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo: México, D.F., Facultad de Ciencias, UNAM, tesis profesional, 91 p.

Ochoa-Camarillo, H., 1997, Geología del Anticlinorio Huayacocotla en la región de Molango, Hgo., México, en Gómez-Caballero, A., Alcayde-Orraca, M. (eds.), II Convención sobre la Evolución Geológica de México, Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1: Pachuca, Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 1-17

Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón, B.E., Silva-Pineda, A., 1999, Redbeds of the Huayacocotla anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds), Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geol

Padilla y Sánchez, Ricardo J. (2016). Late Triassic-Late Cretaceous Paleogeography of México and the Gulf of Mexico. In *Mesozoic of the Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin* (1-30). GCSSEPM: Mesozoic of the Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin.

Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite sureste del estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 2(1), 37-44

Padilla y Sanchez (1985). Las estructuras de la curvatura de Monterrey estados de Coahuila, Nuevo León, zacatecas y San Luis Potosí. En *Revista del Instituto de Geología* (1-20). UNAM, Instituto de Geología: *Revista del Instituto de Geología*.

Padilla y Sánchez (2018) Middle America Hedberg Research Symposium – Sigüenza, España July 2-5, 2018

Pedrazzini, C., Basáñez, M.A., 1978, Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla–Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10(3), 6-25.

Pessagno, E.A., Jr. (1969), Upper Cretaceous stratigraphy of western Gulf Coast Area of México, Texas and Arkansas: *Geol. Soc. America.Mem.111*, 139 p.

Petróleos Mexicanos. (1980) *Excursión Geológica Evaluación Geológica Petrolera Plataforma Valles San Luis Potosí* (11) inédito.

Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988, *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico*, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 229p.

Raisz, E., 1964, *Landforms of Mexico: United States. Office of Naval Research. Geography Branch.*

Reyes, D.E.1964, El Jurásico Superior del área de Tamán, S.L.P: México, D.F., Petroleos Mexicanos, IG 508, Informe Inedito.

Robin, Claudie y Bobier, 1975, Las fases del vulcanismo en la region de Tlachinol (Hidalgo, México), segun datos paleogeograficos y geoquimicos: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geologia, Bol. 95.

Salvador, Amos, 1987, Late Triassic Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 71, p 419-451.

Samuel Eguiluz de Antuñano Mario Aranda García y Randall Marrett. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, V. 53, n. 1, 1-26. 2018, De DGB UNAM Base de datos.

Silva Pineda Alicia. . (1963). Plantas del Triásico Superior del Estado de Hidalgo. Paleontología Mexicana, 18, 1-12. 2018, De Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra Base de datos.

Silva Pineda Alicia. (1981). Asterothea y plantas Asociadas de la Formación Huizachal (Triásico Superior) del estado de Hidalgo. Boletín del Instituto de Geología, 5, 47-58. 2018, De Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra Base de datos

Soto, Fidel, 1981, Zonificación microfaunística del cañón de la Borrega, Tamaulipas: Rev. Inst. Méx. Petróleo, v. 13 p7-17.

Suter, Max, 1990, Hoja Tamazunchale 14Q-e (5), Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí: Carta geológica de México, serie de 1:100,000, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Suter (1990). Geología de la hoja Tamazunchale. Estados de Hidalgo. Querétaro y San Luis Potosí. Instituto de Geología, Núm.22, 55.

Stewart,JH., Blogett,RB,Boucot,AJ., Carter,JL., R.,1999,Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México,in Ramos,V.AKippie, J.D. (eds.), Laurentia-

Gondwana Connections before Pangea: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336 p227-252.

Tar buck Edward J. Frederick K. Lutgens. (2005). Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Madrid: Pearson Prentice Hall.

Wilson, J.L., 1975 Carbonate facies in geologic history Springer Verlag p.471. Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra Base de datos.

Wilson, B.W., Hernández, J.P., Meave, E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

W.Adolph Yonkee, Arlo Brandon Weil. (2015). The Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the Nort America Cordillera orogenic system. Elsevier, VII, 532-585. 2019, De Elsevier Base de datos.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio Tamazunchale señalada con una flecha en vista satelital (Imagen tomada de Google Earth, 2019).

Figura 2. Localización del área de estudio con latitudes y longitudes (Imagen tomada de Google Earth, 2019).

Figura 3. Principales municipios de la zona de estudio Tamazunchale (Imagen tomada de Google Earth, 2019).

Figura 3.1 Provincias fisiográficas de México y señalada el área de estudio Tamazunchale (Raisz, 1964).

Figura 4. Mapa tectónico del área de estudio (Suter, 1990).

Figura 5. Rasgos topográficos de la zona de estudio Tamazunchale, representado con KMZ descargado de INEGI, 2019.

Figura 6. Principales municipios de la zona de estudio Tamazunchale señalados en rectángulo rojo y KMZ de rasgos topográficos descargado de INEGI, 2019.

Figura 7. Subcuenta hidrográfica de Tamazunchale con el río principal Moctezuma (INEGI, 2019).

Figura 8. Mapa de Tamazunchale señalando y en tono gris las precipitaciones, mapa tomado de INEGI, 2019.

Figura 9. Clima templado semicálido húmedo señalado en verde oscuro y semicálido húmedo subhúmedo señalado en verde claro, mapa e información tomada de INEGI.

Figura 10. Zona de estudio señalando ecosistemas de INEGI agrupado por CONABIO, 1998.

Figura 11. Sección de sedimentos del Pérmico Inferior (Carrillo-Bravo, 1965).

Figura 12. La tabla estratigráfica de la zona de estudio Tamazunchale fue elaborada por la autora de tesis.

Figura 13. Mapa Paleogeográfico Del Triásico Tardío 237-201 m.a. inicio de la apertura del Golfo De México Padilla y Sánchez (2016).

Figura 14. Mapa paleogeográfico del Jurásico temprano, Portal Balsas (vía marítima) al suroeste de México, estrellas amarillas=localidades continentales, estrellas negras=localidades marinas;

zona de estudio Tamazunchale señalado en un rectángulo rojo, mapa paleogeográfico Padilla y Sánchez (2016).

Figura 15. Mapa paleogeográfico de Calloviano Ma. Zonas continentales ✖ y zonas marinas ✖ Padilla y Sánchez. (2016).

Figura 16. Mapa del Sistema Cordillerano Norteamericano y Terreno Laramide por Yonkee, Arlo Brandon Weil. (2015).

Figura 17. Inicio de subducción de la placa farallón por debajo de la placa Norteamericana National Geographic Magazine (1995).

Figura 18. Placa farallón en 30 millones de años National Geographic Magazine (1995).

Figura 19. Placa farallón en 15 millones de años. National Geographic Magazine (1995).

Figura 20. Actualmente no existe la placa farallón debido al proceso de subducción con la placa norteamericana. National Geographic Magazine (1995).

Figura 21. Sistema Cordillerano Norteamericano señalado con una flecha y la Sierra Madre Oriental señalado con color verde Padilla y Sánchez (2018).

Figura 22. Mapa de la zona de estudio Tamazunchale con las estructuras geológicas.

Figura 23. Estructuras geológicas de la zona de estudio: 1. Cabalgadura San Juanito, 2. Anticlinorio de Huayacocotla, 3. Cabalgadura Tamazunchale, 4. Cabalgadura Xilitla, 5. Anticlinorio Pisa Flores, 6. Cabalgadura de Lobo-Ciénega, 7. Cabalgadura de Agua Zarca, 8. Cabalgadura de La Misión.

Figura 24. Sección estructural B2 con deformación fault bend fold, las fallas señaladas en rojo.

Figura 25. FORMACIONES geológicas delimitadas y definidas con la herramienta *Horizon* en el software *Move™* y datos estructurales digitalizados.

Figura 26. Orden geocronológico de las Formaciones geológica del área de estudio Tamazunchale.

Figura 27. Algunas Formaciones geológicas proyectadas en el DEM del área de estudio.

Figura 28. Formaciones geológicas delimitadas del área de estudio Tamazunchale en San Luis Potosí.

Figura 29. Sección estructural A.1 con relieve, fallas y tabla estratigráfica creada para el modelo geológico estructural de Tamazunchale.

Figura 30. Secciones geológicas A , A.1 y A.2 construidas en el Software Move.

Figura 31. Modelo Tridimensional de Tamazunchale de San Luis Potosí.

Figura 32. Formaciones del Cretácico y Jurasico de Tamazunchale.

Figura 33. Sección A con tres fallas inversas y Formaciones geológicas del periodo Cretácico y Jurásico.

Figura 34. Sección geológica A.1.

Figura 35. Sección geología A.2.

Figura 36. Sección geológica B de la zona de estudio Tamazunchale al SE.

Figura 37. Sección geológica B.1.

Figura 38. Sección geológica B.2 de la zona de estudio Tamazunchale.

Figura 39. Cartografía de la zona de estudio Tamazunchale digitalizada y secciones geológicas descritas anteriormente (A, A.1, A.2, B, B.1 y B.2).

Figura 40. Sección estructural B2 con deformación fault bend fold, las fallas señaladas en rojo y estratigrafía.