

CAPITULO

3

CAPITULO 3. MARCO GEOLÓGICO.

Las estructuras regionales presentan características distintivas que permiten definir los límites de la Cuenca Cenozoica de Veracruz: el limite oeste está representado por el Frente Tectónico Sepultado que corresponde a la Cuenca de Zongolica, la cual fue deformada por la Orogenia Laramide; hacia el sureste se encuentra el macizo volcánico de los Tuxtlas y el alineamiento del alto de Aneгада. La Faja Neovolcánica Transmexicana se encuentra al norte y al sur se encuentra la Cuenca Salina del Istmo (Fig. 3.1).

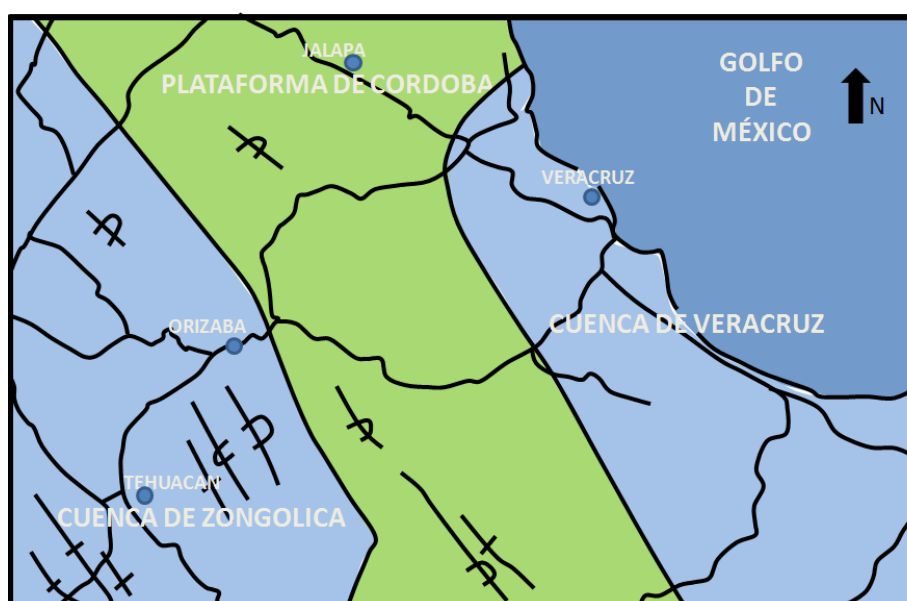


Fig. 3.1 Localización de la Cuenca Cenozoica de Veracruz, la Cuenca de Zongolica y la Plataforma de Córdoba (Tomado y modificado de González, 1976).

Hacia el occidente y noroeste de la Cuenca Cenozoica de Veracruz se encuentra el Cinturón Plegado, que corresponde a la expresión en la superficie de la Sierra de Zongolica; la cuenca se ubica en el frente (al oriente) de este cinturón deformado. El origen de las secuencias más antiguas que se encuentran en la Cuenca Cenozoica de Veracruz, está de alguna manera relacionado con la apertura del Golfo de México (a partir de la disgregación de Pangea), cuando en el Jurásico Tardío se formó un ambiente de cuenca asociada a la plataforma de Córdoba. A partir del Cretácico Tardío y hasta el Cenozoico Temprano la actividad Laramidica produjo fallas inversas y pliegues (con dirección NW-SE), producto de los esfuerzos compresionales, dando así origen a la Sierra de Zongolica y su entorno. La orogenia Laramide es producto de la actividad convergente

entre las placas de Norteamérica y Farallón (De Prost y Aranda, 2001), condiciones que se muestran en la Fig. 3.2. El posterior levantamiento a lo largo del límite este del plegamiento, dió origen a la Cuenca Cenozoica de Veracruz, en una margen pasiva, donde debido a la subsidencia flexural de la zona se acumularon secuencias clásticas con un espesor mayor a los 10, 000 m; son terrígenos provenientes de la erosión de las secuencias plegadas expuestas en la sierra.



Fig. 3.2 Esquema que muestra la posición de la Placa oceánica Farallón y la Placa Norteamericana durante el Oligoceno (Tomado de De Prost y Aranda, 2001).

La Cuenca Cenozoica de Veracruz se encuentra subdividida en estructuras dominantes mayores o alineamientos que comparten el estilo estructural, la cinemática y el tiempo de deformación, condiciones que se muestran en la Fig. 3.3; de acuerdo a esta división, de este a oeste, tenemos la presencia de la reentrante de Coatzacoalcos, ubicada al sur de la cuenca y altamente deformada, el alineamiento Anton Lizardo, El sinclinal Tlacotalpan, el anticlinal Loma Bonita y finalmente al oeste la alinación Homoclinal. Los macizos volcánicos son parte de la Faja de Anegada.

3.1 ESTRATIGRAFÍA.

Las secuencias estratigráficas referidas fueron tomadas de las fuentes de Viniegra, (1965), López Ramos, (1982), Böse, (1906), Bonet, (1969), Gibson, (1936), González Alvarado,

(1976), etc. El marco estratigráfico específico de la Cuenca Cenozoica de Veracruz corresponde al Cenozoico, sin embargo, desde el punto de vista del sistema petrolero, está directamente marcado por los dominios paleogeográficos que se dieron a partir del Jurásico; por lo que, se hará una descripción de toda la columna sedimentaria marina, la cual está conformada por 19 formaciones geológicas, 10 mesozoicas y 11 cenozoicas (Fig. 3.4).



Fig. 3.3 Mapa de elementos estructurales de la Cuenca Cenozoica de Veracruz, en él se muestran las estructuras más relevantes (PEMEX, 2002).

3.1.1 MESOZOICO.

3.1.1A Jurásico.

a) Formación Tepexilotla.

Definición y distribución: La Formación Tepexilotla, fue descrita en 1957 por Mena Rojas, esta formación toma su nombre del poblado de Tepexilotla, Municipio de Zoquitlán, Puebla, lugar cercano a la Ranchería de Zacacuapa, Puebla, donde se encontraron en el mismo año los primeros fósiles del Jurásico Superior. La localidad tipo es accesible solo por caminos de terracería que parten del poblado de Almilinga, Municipio de Zongolica, Veracruz; se pasa por las rancherías de Limonestitla, Veracruz y Tepeyac, Puebla, llegando a Tepexilotla, Puebla. Su distribución y potencia de esta formación son variadas; las lutitas, areniscas y calizas marinas que la constituyen, han sido observadas en las siguientes localidades:

- En el río Santiago, aguas abajo desde Paso Xonoatl hasta la unión con el Río Coyomeapa.
- En el camino de terracería de Tlacotepec de Díaz a Zacatilihuitl.
- En el camino de terracería de Rancho Tepeyaca, Tepexilotla, Pue.
- A todo lo largo del camino Tepexilotla a Temaxcalapa, Ver.
- En la salida del Rancho Apixtepec en el camino a Zongolica, Ver.

color negro, con abundantes restos de quijadas de anélidos y pirita. Ocasionalmente se encuentran capas hasta de 5 cm como máximo, de calizas carbonosas (Mena, 1960).

Edad y correlación: Es muy difícil precisar el espesor de las rocas del Jurásico Superior, las cuales corresponden al Kimmeridgiano y Tithoniano; sin embargo, en el río Santiago se localiza la parte expuesta del Tithoniano con un espesor estructural de 90 m que no es el real, ya que la secuencia se encuentra intensamente plegada (Mena, 1960).

Las rocas del Kimmeridgiano Superior se encuentran expuestas en la bajada de Tepexilotla al Rancho Tepeyac, determinadas por amonita *Virgatosphinctes sp.* y están compuestos principalmente de lutitas de color amarillo ocre y amarillo ladrillo, color debido a intenso intemperismo.

Relaciones Estratigráficas: Es importante destacar que a esta formación también se le conoce con el nombre informal de formación San Pedro (González, 1976), en la que se midió un espesor de 600 m y que puede correlacionarse cronoestratigráficamente con la Formación Pimienta en la provincia geológica Tampico-Misantla y con parte de las formaciones La Caja y Casitas en Coahuila.

Ambiente de depósito: El ambiente de depósito en el cual se originó es, litoral de baja energía en condiciones reductoras y con circulación restringida. Los depósitos se efectuaron en mares someros tranquilos y en algunos casos en aguas estancadas con circulación restringida y aisladas del mar abierto, es decir, en medios anóxicos, aunque con comunicación constante con cuerpos de agua mayores, quedando atestiguado por la riqueza excepcional de bitúmenes, abundancia de amonitas, ausencia de otros organismos bentónicos y por último la presencia de pirita en las calizas bituminosas.

3.1.1B Cretácico.

a) Formación Xonamanca.

Definición y distribución: Fue nombrada como Formación Xonamanca por Carrasco, Flores y Godoy en 1975, esta formación recibe el nombre gracias a que la localidad tipo se encuentra en la localidad de Xonamanca, situado en el Municipio de Zongolica, Veracruz. La presencia de esta formación y distribución es variada, encontrándose buenos afloramientos en el poblado de Fortín de las flores así como también en los Reyes, Veracruz.

Litología y espesor: Esta formación está constituida por rocas piroclásticas (de composición dacítica), rocas sedimentarias terrígenas (vulcarenitas, litoarenitas y litoarenitas feldespáticas) y en menor proporción por rocas carbonatadas (micrita y micrita fosilífera); el espesor estratigráfico conjunto es variables entre 393 y 600 m. Cerca del poblado de Fortín de las flores, en la zona Chicahuaxtla situada a 23 km de la localidad de Xonamanca, Veracruz, el espesor de la formación se reduce a 393 m, localidad donde

no hay la presencia de rocas piroclásticas, pero sí de una predominancia de capas gruesas con estructura laminada de caliza arcillosa fosilífera de tintínidos y *Nannoconus*, intercalada con bentonita y toba muy alterada con un intemperismo naranja-rojizo con espesores de 51, 54 y 21 m (Tomado de Carrasco, 2004).

Edad y correlación: La edad de la Formación Xonamanca está dada por su posición estratigráfica relativa, ya que cubre a la Formación Tepexilotla, que en su parte superior tiene amonitas del Tithoniano Superior y subyace a la Formación Tuxpanguillo que por sus tintínidos corresponde al Hauteriviano (Tomado de Carrasco, 2004); por lo tanto, las rocas piroclásticas, terrígenas y carbonatadas de la Formación Xonamanca corresponden a la base del Cretácico Inferior (Berriasiano-Valanginiano).

Relaciones Estratigráficas: Se le puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Tamaulipas Inferior en la provincia de Tampico-Misantla, con la Formación Chinameca Superior en la región de la Sierra de Chiapas e Istmo de Tehuantepec; y su base con la Formación Taraises (Berriasiano) en San Luis Potosí y Coahuila.

Ambiente de depósito: La asociación de los flujos piroclásticos y de las rocas sedimentarias, revela que las condiciones de sedimentación fueron marinas someras con circulación restringida.

b) Formación Tuxpanguillo.

Definición y distribución: Los sedimentos correspondientes a esta formación fueron descritos por primera vez por Burckhardt en 1930 en su trabajo "Etude Synthetique Sur le Mésozoique Méxicain" y quien les denominaba "Caliza de Maltrata". La localidad tipo de la Formación Tuxpanguillo, se encuentra cerca del poblado del mismo nombre a unos 800 m aproximadamente hacia el suroeste de esta población y de ahí que la formación tome su nombre. La Formación Tuxpanguillo aflora en los poblados de Capolucan, Tonalixco y La Magdalena, en el estado de Veracruz.

Litología y espesor: La Formación Tuxpanguillo se conforma hacia la parte inferior por calizas de estratificación delgada desde 5 hasta 80 cm de espesor, con delgadas intercalaciones de lutita margosa en capas delgadas de 5 a 10 cm de espesor; son rocas de color gris verdoso. Las calizas toman coloraciones de color gris claro o gris oscuro a casi negras; hacia la parte superior aumenta el espesor de las capas de caliza, siendo éste desde 1.5 a 2 m, disminuyendo el contenido de lutitas margosas hasta desaparecer cerca del contacto con las calizas fosilíferas del Cerro Escamela, donde además, su estratificación se hace muy burda, presentándose en potentes bancos de caliza dolomitizada de color gris oscuro. Regularmente distribuido se presenta el pedernal negro, gris humo y raras veces café en forma de bandeamientos de 1 a 5 cm de espesor, aunque en ocasiones es más grueso, dispuesto paralelamente a los planos de estratificación; hacia la parte superior el pedernal aparece en forma de lentes y nódulos,

disminuyendo su contenido hasta desaparecer. También se encuentra gilsonita dentro de las fracturas en la roca (Salinas, 1960).

Esta formación comprende sedimentos de facies de sub-litoral a cuenca, representados por una serie de calizas negras criptocristalinas bien estratificadas, en capas de 50 cm a 1 m de espesor, conteniendo ocasionalmente fragmentos de macrofósiles (ostreidos); además se le observan en los planos de estratificación nódulos y bandeamientos de pedernal negro. Los sedimentos correspondientes a facies de sub-litoral afloran en las localidades de La Perla y Rincón Grande, donde están constituidos por calizas negras margosas de estratificación delgada (5 a 10 cm de espesor) y calizas negras criptocristalinas sin pedernal (espesores aproximados de 50 cm). El espesor total calculado de esta formación es de 500 m (Salinas, 1960).

Edad y correlación: La edad de esta formación es del Hauteriviano y fue determinada por posición estratigráfica y por micropaleontología (Salinas, 1960). Por lo general, la Formación Tuxpanguillo descansa concordantemente sobre la Formación Xonamanca (Berriasiano-Valanginiano), está cubierta a su vez por la Formación Capolucan (Aptiano) en contacto transicional.

Los fósiles que sirvieron para determinar su edad fueron principalmente *Nannoconus* y Tintínidos (Salinas, 1960), tales como: *Globochaeta alpina* (Lombard), *Nannoconus bermudezi* (Bronnimann), *Nannoconus colomi* (Lapparent), *Nannoconus globulus* (Bronnimann), *Nannoconus steinmani* (Bronnimann), *Nannoconus elongatus* (Bronnimann), *Nannoconus sp*, *Nannoconus truitti* (Bronnimann), *Stenosemellopsis hispánica* (Colom), *Amphorellina lanceolata* (Colom), *Globigerina sp*, *Fibrosphaera sp*, *Tintinnopsella oblonga* (Cadisch), *Nannoconus bucheri* (Bronnimann), *Nannoconus ivassalli* Bronnimann, *Nannoconus minutus* (Bronnimann), *Tintinnopsella cf. T. cadischiana* (Colom), Radiolarios y restos de Equinodermos.

Relaciones Estratigráficas: Se le puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Tamaulipas Inferior en la región Tampico-Misantla, con la Formación Chinameca Superior en la región de la Sierra de Chiapas e Istmo de Tehuantepec; su base con la Formación Taraises (Berriasiano) en San Luis Potosí y en Coahuila.

Ambiente de depósito: El medio ambiente de depósito sugiere condiciones de cierta profundidad y de facies anóxicas ya que la macrofauna consiste fundamentalmente de restos de moluscos. El contenido de pedernal en nódulos, segregaciones y bandas, supone que en la época de depósito las aguas contenían cierta cantidad de sílice en solución que constituían verdaderas geles, que dieron lugar a la formación del pedernal.

El tipo de textura de las calizas originalmente debió corresponder a un mudstone, que posteriormente, por recristalización, dieron lugar a la formación de calizas criptocristalinas. El color negro de las calizas se asocia a la existencia de gran cantidad de material carbonoso, aunque también la coloración puede deberse al contenido de sulfuros

o bisulfuros en proceso de reducción, ya que en estos sedimentos se aprecia muchas veces regular cantidad de cristales de pirita.

c) Formación Capolucan.

Definición y distribución: La Formación Capolucan fue definida por Mena 1960. Su localidad tipo se encuentra en Capolucan, en las cercanías de Tuxpanguillo, Veracruz.

Litología y espesor: En la zona de La Perla, Rincón Grande y Escapisayo, Veracruz, esta formación se encuentra compuesta fundamentalmente por calizas negras criptocristalinas con segregaciones y bandeamientos de pedernal negro; en ciertos intervalos presenta horizontes de calcarenitas y calizas microbrechoides que a veces pasan a formar verdaderos cuerpos de brecha de caliza crema biógena cementada por caliza criptocristalina negra. Intercalados en el conjunto de esta secuencia, existen algunos horizontes dolomitizados parcial y totalmente, siendo su espesor de 380 m.

En el Cerro de Escamela, la Formación Capolucan tiene un espesor de 254 m y se encuentra fundamentalmente constituida por calizas negras de textura variable (criptocristalinas a microcristalinas), a veces parcialmente dolomitizadas, encontrándose cuerpos intercalados de calizas microclásticas y microbrechoides, que pasan a constituir verdaderas brechas formadas de fragmentos angulosos de caliza blanca biógena de matriz criptocristalina muy compactas, que muestran una estratificación perfectamente bien definida; dentro de este conjunto se encuentran nodulos y segregaciones de pedernal negro; el espesor de los estratos es variable, entre 20 cm y 1 m (Salinas, 1960).

La Formación Capolucan se encuentra aflorando al sur de Orizaba, en donde está constituida por calizas negras criptocristalinas a microcristalinas con abundantes horizontes de calizas microbrechoides y microclásticas, que se transforman en verdaderas brechas bien consolidadas de calizas blancas con matriz microcristalina negra, que presentan nódulos y bandeamientos de pedernal negro. Aunque el paso de esta formación a la inmediata inferior es siempre transicional, el contacto litológico se determina por el tipo microclástico de estas calizas con respecto a las de la Formación Tuxpanguillo, siendo su espesor en esta zona de 170 m.

La Formación Capolucan presenta, por lo regular, una composición muy homogénea, sin tener cuerpos arcillosos intercalados que pudieran dar lugar a confundirla con otra formación. Las rocas del Aptiano tiene iguales características megascópicas a las del Hauteriviano y se diferencian de estas por su naturaleza microbrechoide. Esta formación generalmente tiende a engrosarse hacia el Noroeste y adelgazarse hacia el Sureste (Salinas, 1960).

Edad y correlación: La Formación Capolucan del Aptiano fué determinada por micropaleontología y por su posición estratigráfica. La fauna encontrada para ésta formación es la siguiente y fue definitiva para determinar la edad a que corresponden los sedimentos de la formación (Salinas, 1960): *OrbitoUna sp*, *Calcisphaerula innoinata*

(Bonet), *Nannoconus bucheri* (Bronnimann), *Nannoconus tvasselli* (Bronnimann), *Globigerinas (hedbergina)*, *Colomielta recta* (Bonet), *Pithonelta ovalis* (Kaufmann) y *Tintinopsella cadischiana* (Colom).

Relaciones Estratigráficas: En la zona de La Perla, Rincón Grande, Escapisayo, esta formación descansa sobre la Formación Tuxpanguillo del Hauteriviano en forma transicional. El contacto superior con el Albiano Inferior (Formación Orizaba), se presenta transicional y progresivo, sin existir ninguna discordancia de tipo erosional o tectónico.

En el Cerro Escamela, el contacto superior con la Formación Orizaba es un contacto transicional y progresivo. Cerca del contacto, las calizas negras se van haciendo más cristalinas y microbrechoides, hasta que se pasa a una caliza blanca cristalina de textura sacaroide. La coloración de la caliza cambia gradualmente de negra a gris oscura y finalmente blanca.

Se puede correlacionar cronoestratigráficamente con el Horizonte Otates al norte de la Sierra de Juárez y con la Formación San Isidro (evaporitas), Oaxaca.

Ambiente de depósito: Por su microfauna y por su composición litológica, esta formación debió ser de aguas menos profundas, probablemente correspondientes a zonas neríticas, ya que los horizontes calcareníticos y las microbrechas, revelan un medio ambiente relativamente somero.

d) Formación Orizaba.

Definición y distribución: Descrita por Böse en 1899 y por Viniegra en 1965, su localidad tipo se encuentra en las cercanías de la ciudad de Orizaba, Veracruz.

Litología y espesor: La Formación Orizaba está compuesta por sedimentos calcáreos de tipo arrecifal, formados de calizas color crema a casi blanco, cristalinas a microcristalinas, que ocasionalmente presentan horizontes calcareníticos.

Esta formación está constituida por calizas de facies de cuenca y de plataforma, que en general se caracterizan por su riqueza en fósiles, principalmente paquiódontos y miliólidos; los estratos más gruesos casi siempre corresponden a caliza con macrofauna de rudistas, en colores más oscuros; en cambio, los horizontes más delgados comprenden a las calizas con miliólidos de colores casi siempre más claros, que varían del gris crema a un café grisáceo claro. El espesor expuesto en la falda occidental del Cerro Escamela es de 350 m a 400 m, en tanto que en la falda oriental, escasamente llega a las 200 m.

Se les encuentra abundante microfauna, rudistas y algas principalmente. La estratificación por lo regular es masiva en bancos de 2 a 4 metros de espesor. Se presentan también

horizontes de caliza negra a gris oscura de estratificación delgada y con abundancia de miliólidos *Nummuloculina heimi* (Viniegra, 1965).

La facies arrecifal está constituida por boundstones de caprinidos (rudistas), gasterópodos, esponjas y corales. Los estratos que la conforman miden de 2 a 4 m y entre ellos se observan intercalaciones de capas gruesas de grainstones y packstones de intraclastos, oolitas, bioclastos y miliólidos. La facies de plataforma (post arrecifal) consiste en mudstones y wackestones de intraclastos y bioclastos, en estratos de 20 cm a 1 m de espesor en las que se lograron conservar estructuras sedimentarias. En algunos horizontes son abundantes los miliólidos y se encuentran también esporádicos horizontes con rudistas.

En los poblados de Capolucan, Tonalixco y Los Naranjos, Veracruz, la Formación Orizaba se encuentra aflorando con un espesor de 500 m. Está constituida fundamentalmente por una secuencia de calizas de color gris claro a crema, cristalinas a microcristalinas, con abundantes macrofósiles; algunos horizontes se presentan brechoides (brechas intraformaciones) y otros son calcareníticos. Por lo general estas calizas son masivas, pero raras ocasiones presentan estratificación, entonces los estratos alcanzan espesores que varían de 2 m a 4 m.

En las localidades de La Perla, Rincón Grande y Escapisayo, Veracruz, la Formación Orizaba aflora con un espesor total de 530 m; presenta un espesor de 376 m en el Cerro Escamela. En esta zona, la formación está constituida por una secuencia de calizas blancas y cremas, cristalinas, que presentan por lo regular mala estratificación, los estratos muestran espesores hasta de 2 m o más. Esta formación es fundamentalmente biógena y tiene un carácter arrecifal, determinado por la abundancia de macrofósiles (rudistas y algas). El tipo de arrecifes está representado por grandes bancos de macrofósiles de forma aproximadamente lenticular, que se distribuyen irregularmente en toda la formación. Su composición es muy homogénea y la pureza de las calizas aproximadamente es de un 70 a 90% de carbonato de calcio (Viniegra, 1965).

Cerca de los poblados de Tuxpanguillo y La Magdalena, Veracruz, aflora la Formación Orizaba, con un espesor de 475 m, constituida por calizas de color crema a blanco, cristalinas a microcristalinas, parcialmente calcareníticas y con abundantes rudistas.

En las proximidades de Tequila, Veracruz, aflora una secuencia de calizas de la Formación Orizaba, con un espesor expuesto de 570 m, formado por una serie de calizas criptocristalinas de color negro, con abundantes miliólidos, que a veces forman verdaderas microcoquinas con estos fósiles.

Edad y correlación: La edad de la Formación Orizaba se determinó por su posición estratigráfica y por su contenido fosilífero, como Albiano-Cenomaniano; esta edad fue determinada por Bönet en 1969 con los siguientes fósiles: *Otbitolina lenticularis* (Lamarck), *Orbitouna cóncava* (Lamarck), *Orbitouna sp*, *Calcisphaerula sp*, *Calcisphaerula*

innominata (Bonet), *Colomiella recta* (Bonet), *Colomiella mexicana* (Bonet), *Nannocomus bucheri* (Bronnimann), *Nummuloculina heimi* (Bonet), *Dictyoconus ivalnutensis* (Carsey), *Dicyclina schlumbergeri* (Chaimas), *Quinqueloculina* sp, *Pyrgo* sp, *Nummuloculina* sp, *Sigmoilina* sp, *Coskinolina* sp, *Calcisphaerula* sp, *Pitonella ovalis* (Kaufmann), *Stomiophaera sphaerica* (Kaufmann), *Triloculina* sp, *Quinqueloculina vulgaris* (D'Orbigny), *Coskinolinoides* sp, *Miliola* sp. También contiene restos de macrofósiles (corales), los cuales son, algunos de ellos, fósiles índices del Albiano Inferior, Albiano Superior y Cenomaniano.

Relaciones Estratigráficas: Esta formación descansa transicionalmente sobre la Formación Capolucan. Hacia su cima los contactos son concordantes; subyace a las formaciones Guzmantla y Maltrata de forma concordante. Se puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Tamaulipas Superior, parte de la Formación Tamabra y Abra; y a las calizas Sierra Madre en el Istmo. Su depositación también es contemporánea a la Formación Aurora en el Noreste de México, y con El Doctor en Queretaro e Hidalgo.

Ambiente de depósito: El medio ambiente de desarrollo biógeno fue muy somero y estuvo controlado principalmente por la temperatura y por subsidencia lenta y uniforme. La Formación Orizaba se depositó en aguas tranquilas, limpias y bien oxigenadas, de temperatura y salinidad estable, cálida; todo esto inferido por la gran cantidad de foraminíferos bentónicos (miliólidos) sin aporte de sedimentos clásticos. Esto ocurrió en una plataforma arrecifal de gran extensión. Hacia el Occidente en las localidades de Tequila, Xoxocotla y Lagunas de San Bernardino, Veracruz, el desarrollo biógeno parece disminuir hasta pasar a formar calizas cristalinas con muy poca fauna, lo que indica cambios en el medio ambiente y en la profundidad, con la formación de calizas probablemente de origen químico.

e) Formación Maltrata.

Definición y distribución: Fue descrita originalmente por Böse en 1899, luego por Burkhardt en 1930, quienes le asignan al Aptiano; posteriormente Bonet en 1969 basado en su contenido bioestratigráfico le asigna una edad del Turoniano-Senoniano. La localidad tipo de esta formación se localiza en la población Los Valles de Maltrata, Veracruz.

Litología y espesor: Litológicamente la Formación Maltrata está constituida por mudstone y calizas arcillosas de color gris oscuro a negro y café grisáceo, que intemperiza en color amarillo y amarillo ocre, con abundantes nódulos, bandas y lentes de pedernal negro. Se presentan en capas continuas de 20 a 40 cm de espesor. Estos materiales alternan con estratos de wackestone de los mismos colores, los cuales debido al aumento en el contenido de aloquímicos varían su textura a packestone de microfósiles, así mismo,

tiene de forma alternada, horizontes de sedimentos arcillosos débilmente calcáreos, de color gris verdoso que intemperizan en amarillo ocre, dispuestos en capas laminares y capas delgadas de escasos 5 a 10 cm de espesor (Bonet, 1969).

Edad y correlación: La Formación Maltrata del Turoniano–Coniaciano fue determinada por micropaleontología y por su posición estratigráfica. La fauna encontrada para esta formación es la siguiente y fue definitiva para determinar la edad a que corresponden los sedimentos de la Formación (Bonet, 1969): *Guinquetoculina sp*, *Pyrgo sp*, *Dicyclina schlumbergeri* (M. Chaimas), *Dicyclina sp*, *Gtobotruncana sp*, *Globigerina sp*, *Gümbelina sp*, *Calcisphaerula innominata* (Bonet), *Calcisphaerula sp*, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Textularia sp*, *Nonionella sp*, *Ammobaculites sp*, *Idalina sp*, *Ceratobulimina cretacea* (Cushman), *Harris Miliola sp*, *Spiroloculina depressa* (D'Orbigny) y *Coskinolina sp*. Así mismo se tiene la presencia de restos de macrofósiles (Rudistas).

Relaciones Estratigráficas: Estratigráficamente la unidad descansa en contacto concordante y transicional sobre las calizas de plataforma de la Formación Orizaba. La cima de la Formación Maltrata se relaciona con las calizas de la Guzmantla en contacto abrupto y concordante. En la región de Maltrata y Acultzingo sobreyace discordantemente a rocas del Aptiano. También subyace a la Formación Necoxtla concordantemente con un límite transicional, en el cerro Santa Elena. Se correlaciona litoestratigráficamente con la Formación Agua Nueva en el Norte del País (Tarango, 1971). Se puede encontrar ampliamente en la Sierra Madre Oriental cerca de los Valles de Maltrata y Acultzingo, hacia el Río Santo Domingo y prolongándose hasta las faldas del volcán Citlaltepétl y también en la carretera Fortín-Cosomatepec, Veracruz.

Ambiente de depósito: Su ambiente de depósito es pelágico de cuenca con condiciones reductoras, escenario de aguas profundas con poca turbulencia, que contrastan con las facies de carácter bioquímico y bioclástico de la Formación Guzmantla, con la que es contemporánea y correlacionable cronoestratigráficamente y con la que es muy posible que mantenga interdigitaciones en algunas zonas (Viniegra, 1965).

f) Formación Guzmantla.

Definición y distribución: Originalmente fue definida por Viniegra en 1965, Su localidad tipo se encuentra en San Cristóbal Guzmantla, Veracruz.

Litología y espesor: Esta formación se compone de sedimentos de facies arrecifales, por lo que está compuesta por calizas y calcarenitas de color crema a gris oscuro, en algunas partes se han conservado algunas estructuras sedimentarias; las calizas son de aspecto masivo y macrofossilíferas (rudistas) y algunos horizontes contienen abundantes miliólidos; la estratificación es mediana en bancos de 0.50 cm a 1 m de espesor; también contiene estratos masivos; las calcarenitas que están bien estratificadas, son ocasionalmente oolíticas. La secuencia de mudstone-wackestone, contiene hacia su base algunas capas

arcillosas delgadas, en cambio en la parte superior se encuentra la presencia de wackestone, packstone y grainstone de color gris cremoso.

Presenta una alternancia con dolomías de textura fina a media, con horizontes arcillosos interestratificados; esto se debe a los cambios ambientales que se presentaron durante su acumulación, por lo que su espesor varía de acuerdo a sus facies; el espesor que corresponde con la facies de miliólidos el cual tiene 540 m, el horizonte de calizas con pedernal y fauna pelágica presenta un espesor de 100 m y por último se tiene la facie oolítica tiene un espesor de 60 a 90 m (Viniegra, 1965).

El espesor y la litología de estas rocas carbonatadas es variable, teniendo al noroeste de la Sierra de Guzmantla un espesor mayor a los 250 m de calizas recrystalizadas de color gris crema a gris pardo, con abundante pedernal gris oscuro, hacia la cima del afloramiento la estratificación se hace más gruesa y la caliza se observa más dolomitizada (López-Ramos, 1982).

En el frente de la Sierra Madre se encuentra una franja de orientación norte sur, donde son abundantes los fragmentos biogénicos, que es donde se encuentra el mayor espesor de la formación, en particular en la Sierra de Guzmantla. Hacia la parte media de esta se tienen calcarenitas fosilíferas con más de 700 m de espesor que cambian a facies arrecifales con corales, algas y agrupamientos lenticulares de rudistas (Cuapio, 2006).

En el área de Acatlán, Veracruz, se encuentran calizas dolomitizadas de textura sacaroide, en capas de 60 cm a 2 m de espesor que microscópicamente contiene zonas oolíticas y otras con abundantes miliólidos. Hacia la parte superior de la Formación se presentan sedimentos generados en diferentes ambientes, primero la facies miliólidos con un espesor de 540 m; calizas con pedernal y fauna pelágica con 100 m de espesor y la facies oolítica con 60 a 90 m de espesor (Cuapio, 2006). Viniegra en 1965 consideró un espesor total para esta formación de 1600 m; López Ramos consideró 956 m en la Sierra de Guzmantla y en pozos perforados en la Cuenca de Veracruz se han cortado 1000 m.

Edad y correlación: La edad de la Formación Guzmantla se determinó por su posición estratigráfica y su contenido fosilífero, siendo esta edad del Turoniano–Santoniano (Viniegra 1965).

Relaciones Estratigráficas: Sobreyace concordantemente a la Formación Maltrata, aunque se ha considerado que son contemporáneas y en ocasiones se interdigitan; la base de la formación no aflora. Se acuña en contacto discordante bajo la Formación Atoyac del Maestrichtiano.

Ambiente de depósito: Esta formación tuvo su depósito en un ambiente de plataforma lagunar interarrecifal, dada la presencia de calizas de tipo biógeno o arrecifal.

g) Formación San Felipe.

Definición y distribución: La Formación San Felipe fue definida por Jeffreys en 1910; su localidad tipo está en el km 538 del ferrocarril Tamaulipas - San Luis Potosí, en San Felipe en Valles SLP.

Litología y espesor: La Formación San Felipe se compone de calizas mudstone y wackestone que presentan abundantes foraminíferos planctónicos y escasos bentónicos, además de radiolarios, espinas de equinodermos, moldes de moluscos y gasterópodos. Contiene calizas arcillosas color gris claro y gris verdoso con intercalaciones de lutitas oscuras y capas de bentonita verde. En general consta de una secuencia de calizas arcillosas y densas, de estratificación delgada, en colores gris claro con intercalaciones de margas de color gris azulado, aunque sufre varios cambios laterales de carácter litológico y de espesor.

Al sur de Misantla, Veracruz, en los ríos Camarón, Arroyos Tomamil y Cascajal, se constituye de una serie de calizas y margas de estratificación delgada intercalada, también con algunas bandas de pedernal, color negro y gris oscuro, de hasta 5 cm de espesor (Viniegra, 1965).

Al suroeste en los ríos Escalonar y Agua Caliente, se hace más delgada y se encuentra formada de capas lenticulares arenosas, con fragmentos subangulares de caliza compacta y material carbonoso. Hacia el oeste y suroeste del Macizo de Teziutlán, en la región de Flores Magón y San Lucas, Veracruz, las rocas son de color oscuro dado su contenido bituminoso. En el flanco sur del Macizo, las calizas se presentan en bancos color crema de 1 a 2 m de espesor intercaladas con capas de lutitas bentónicas. Son típicos los intervalos de calizas moteadas con manchas oscuras que se considera que son restos de algas (Cuapio, 2006).

Su espesor es sumamente variable, desde los 20 y 100 m en Poza Rica, de 200 a 300 m en la Sierra de Tamaulipas y hasta 760 m al sur de Cd. Victoria, Tamaulipas (Cuapio, 2006).

Edad y correlación: La edad de esta formación se determinó por la presencia de *Dicarinella concavata* Brotzen (1934) y *Archaeoglobigerina cretacea* D'Orbigny (1840), (Tomados de Salinas, 1960) se le asigna una edad que corresponde al Coniaciano Inferior.

Relaciones Estratigráficas: Subyace concordantemente a la Formación Méndez y sobreyace a la Formación Maltrata; también cubre en forma discordante a la Formación Tamaulipas Superior. Esta formación se correlaciona con la parte superior de la Formación Guzmantla, con la Formación Caracol de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y con la Formación Tamasopo de la plataforma Valles-San Luis Potosí.

Ambiente de depósito: Debido a la presencia y característica de los fósiles, se deduce un paleoambiente de cuenca, un mar abierto nerítico con buena circulación. La gran cantidad de bentonita evidencia la abundante actividad volcánica hacia el oeste.

h) Formación Méndez.

Definición y distribución: Jeffreys, (1910), fue el primero en aplicar este nombre a una gruesa secuencia de lutitas y margas que descansan sobre la Formación San Felipe a 300 m al Este de la Estación Méndez en el km 629.3 del ferrocarril San Luis Potosí – Tampico; sitio que corresponde con la localidad tipo.

Litología y espesor: Esta formación se compone principalmente de lutitas calcáreas de color gris y gris pardusco, con intercalaciones de margas y de capas delgadas de bentonita, así como de algunas areniscas de color gris oscuro. El espesor de esta formación está considerado entre los 270 y 500 m.

Edad y correlación: La edad de la Formación Méndez es Campaniano-Maestrichtiano y está bien controlada por su posición estratigráfica y la asociación faunística de (White, 1936): *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana verticosa*, *Globotruncana roset*, *Globotruncana arca*, *Globotruncanita subspinos*, *Globotruncana*, *Stuartiformis*, *Rugotruncana subcircumnodifer*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana havanensis*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana conica*, *Globotruncana contusa*, *Ganserina gansseri*, *Racemiquembelina powelli* y *Abathompalus*.

Esta formación es correlacionable con el Grupo Difunta de la Cuenca de Parras.

Relaciones Estratigráficas: El contacto inferior de esta unidad, es en general concordante, transicional sobre la Formación San Felipe; subyace de manera discordante a la Formación Atoyac.

Ambiente de depósito: Se acumuló en mar abierto donde ocurrieron flujos turbidíticos provenientes de las áreas de plataforma, que evolucionan al final del Maestrichtiano a brechas calcáreas de talud en las cercanías con el borde de la Plataforma.

i) Formación Atoyac.

Definición y distribución: La Formación Atoyac fue definida primeramente por Böse (1899) y posteriormente por Mena (1960); su nombre lo designaron porque la localidad tipo se encuentra en la localidad de Atoyac, Veracruz.

Litología y espesor: La Formación Atoyac está constituida por un grueso paquete de calizas y cuerpos arrecifales de texturas tipo wackestone y packstone, presenta una alteración arcillosa de color pardo, su espesor varía desde los 80 m (encontrándose este

en el Cerro Escamela) hasta los 400 m, el espesor de los estratos es variable pudiendo ser de 0.8 a 3 m (Viniegra, 1965).

Edad y correlación: La edad de esta formación (Cenomaniano–Campaniano Superior) fue determinada por su posición estratigráfica y gracias a la presencia de los siguientes microfósiles (White, 1936): *Globotcuncana linneana* (D'Orbigny), *Gtobotruncana cónica* (White), *Gtobotruncana stuarti* (Lapparent), *Gtobotruncana ventricosa* (White), *Gtobotruncana rosetta* (Carsey), *Gtobotruncana catcarata* (Cushman), *Gtobotruncana lapparenti tapparenti* (Bolli), *Gtobigerina* sp, *Gumbetina* sp, *Heterohetix globulosa* (Ehrenberg), *Flugogtobigerina* sp y *Gtobotruncanette hairenensis* (Voorwijk).

Relaciones Estratigráficas: Subyace discordantemente a la Formación Méndez y tiene como contacto inferior a la Formación Guzmantla.

Ambiente de depósito: El ambiente en el cual se acumuló esta formación es de plataforma interna, en la cual las condiciones de temperatura y salinidad son favorables para el desarrollo óptimo de fauna.

3.1.2 CENOZOICO.

3.1.2A Paleógeno.

a) Formación Velasco.

Definición y distribución: Definida por Trager y Cushman en 1924. Su localidad tipo se localiza en la estación Velasco del Ferrocarril Tampico-San Luis Potosí. Se encuentra aflorando en la parte noreste de la Sierra de Juárez, cerca de la presa Miguel Alemán, al sureste de Córdoba, Veracruz.

Litología y espesor: Se compone de lutitas de color gris y verde olivo, presentando intercalaciones de margas y areniscas, con coloración amarilla a rojiza, se encuentra con alternancias de areniscas de grano medio a grueso, con un cementante calcáreo-arcilloso. Se encuentran algunos horizontes delgados de yeso entre los planos de estratificación de las lutitas. El espesor real de esta formación en la Cuenca Cenozoica de Veracruz no ha podido ser determinado debido a que siempre se encuentra bajo una superficie de erosión, aun así el espesor en afloramientos supera los 1700 m (Cuapio, 2006).

Edad y correlación: Esta formación corresponde al Paleoceno inferior, se dedujo por su posición estratigráfica y por la presencia de *Globovalvia compressa Plumier* y *Globovalvia trinidadensis Bolli* (Meneses, 1953).

Relaciones Estratigráficas: Sobreyace de forma concordante a la Formación Méndez del Cretácico Superior y subyace de igual forma (concordantemente) a la Formación Chicontepec Inferior.

Ambiente de depósito: Su ambiente de depósito es de plataforma, el cual cambió a aguas profundas; en donde predominaron condiciones de temperaturas constantes y de baja salinidad.

b) Grupo Chicontepec.

Fue estudiada primeramente en las inmediaciones del pueblo de Chicontepec, Veracruz por lo que Dumble (1918) le dio ese nombre y según Muir (1936), es correlacionable con los grupos Midway y Wilcox del noreste de México y sur de Texas.

En general pueden distinguirse dos facies: una arenosa, de grano grueso, de cantos subangulosos a subredondeados, mal clasificados, que representan condiciones de veloz acarreo en depósitos asociados a corrientes turbidíticas proximales, contiene areniscas de abanico medio y materiales más finos (arcillosos), cuyo depósito se asocia también a turbiditas. La primera de dichas facies puede observarse inmediatamente próxima al frente de los plegamientos en los bordes de la cuenca, los cuales disminuyen en tamaño en función de la posición dentro del abanico submarino. Uno de los resultados de esta rápida sedimentación, es que sus faunas no pueden ajustarse con la rapidez necesaria al cambio de ambiente y por lo tanto, presenta fauna mezclada. Esto sucede principalmente en la facies arcillosa, en la cual los cambios no son, en general, tan radicales. Otro resultado de esa sedimentación es que a veces incluyen los fragmentos líticos de las formaciones retrabajados, que no se distinguieron totalmente (Suárez, 1950).

Las tres formaciones que constituyen a este grupo son muy semejantes y es imposible dividirla por litología, teniendo necesidad de recurrir a la micropaleontología o a la sísmica donde presentan límites discordantes; la única diferencia apreciable, es que el Chicontepec Medio tiene un porcentaje mayor de areniscas que el Superior y el Inferior y que en este último, abundan las areniscas compuestas de fragmentos de calizas.

Las tres formaciones que constituyen al Grupo Chicontepec no presentan cambios litológicos que los destaquen entre sí y solamente hacia la base del Chicontepec Inferior aparecen las lutitas rojizas y un porcentaje mayor de calizas arenosas. El Grupo Chicontepec contiene estratos de areniscas que varían de 0.05 a 1.20 m, de espesor, predominantemente de grano fino, aunque hay de grano medio, grueso y conglomerático; muy bien cementadas, calcáreas, de color gris, que intemperizan en amarillo rojizo. Las areniscas alternan con lutitas poco arenosa o arenosas, perfectamente estratificadas, de color gris, que intemperiza; en pardo y café claro, con fractura esferoidal por la exfoliación

(Suárez, 1950). Cuando predominan las lutitas se presentan delgadas capas de areniscas que se presentan con espesores de 0.06 m, como máximo (Castillón, 1950).

b.1) Formación Chicontepec Inferior.

Distribución: Esta unidad aflora en el norte de la Región Tampico-Misantla; se encuentra en los poblados de Ávila Camacho y Tenanguillo, Puebla, San Fernando Coapechapa, Miahuapa-Tulapilla, Chumatlán y al este de Tlapacoyán, Veracruz.

Litología y espesor: Esta unidad es la más calcárea que las otras y está constituida principalmente por lutitas verdosas, bentoníticas, lutitas gris oscuras y hacia la base aparecen unas lutitas rojizas que continúan hasta la Formación Méndez. Las areniscas son menos frecuentes que en la Formación Chicontepec Medio y aumentan las areniscas con clastos de calizas; también la bentonita es más abundante. Los espesores de dicho miembro varían de este a oeste, teniendo su mínimo de 85 m y su máximo en Piedra Labrada, con 185 m (Suárez, 1950).

Edad y correlación: La edad de este miembro es Paleoceno Inferior.

Relaciones Estratigráficas: Su contacto inferior se da por discordancia angular con la Formación Velasco. En tanto su contacto superior es discordante con las formaciones Chicontepec Medio, Chicontepec Superior y con las formaciones del Eoceno.

Ambiente de depósito: Su ambiente de depósito es marino de aguas profundas, el cual comprende un fondo irregular, en abanicos submarinos turbidíticos.

b.2) Formación Chicontepec Medio.

Distribución: Esta unidad se encuentra al norte y al sur de la Región Tampico-Misantla, de igual forma se localiza en los poblados de Palenque-Maltrata y San Diego, Veracruz.

Litología y espesor: Está constituido por lutitas y areniscas en la misma cantidad aproximadamente, siendo las primeras de color gris oscuro y gris-verdoso, bentoníticas, puras, ligeramente arenosas y arenosas. Las areniscas son de grano fino a conglomeráticas; los granos están subredondeados, siendo principalmente de cuarzo y fragmentos líticos. A veces se presentan areniscas formadas de fragmentos de caliza de color gris claro y es frecuente encontrar también fragmentos de bentonita verde.

Los espesores varían desde 100 m, hasta 185 m, en general tiene su mínimo espesor hacia el noroeste y este, tomando como centro el cerro de Moralillo. En cambio, aumenta de espesor en dirección de Piedra Labrada y hacia el sur del mencionado cerro (Suárez, 1950).

Edad y correlación: Su edad de éste miembro es Paleoceno Superior (Landeniano).

Relaciones Estratigráficas: El contacto inferior es discordante con la Formación Chicontepec Inferior, siendo su contacto superior concordante con la Formación Chicontepec Superior.

Ambiente de depósito: Su ambiente de depósito es de aguas profundas de fondo irregular.

b.3) Formación Chicontepec Superior.

Distribución: Se encuentra aflorando en la parte central de la Región Tampico-Misantla y en el subsuelo de la Cuenca de Veracruz.

Litología y espesor: Esta Formación está constituida por un 80% de lutitas, siendo éstas, en su cima, de color pardo y después gris oscuras y verdes cuando son bentónicas; ligeramente arenosas; es frecuente encontrar abundancia de bentonita verde en algunos horizontes (Castillón, 1950). Las areniscas son calcáreas y arcillosas, de color gris y en muchos casos, debido a la impregnación de aceite, son de color café. Los espesores de la formación varían de 425 a 270 m (Suárez, 1950).

Edad y correlación: Su edad fue determinada como Eoceno Inferior gracias a que se identificaron los siguientes fósiles (Meneses, 1953): *Globigerina pseudobulloides*, *Trochammina diognis* y *Globorotalia rex*.

Relaciones Estratigráficas: Su contacto superior es concordante con la Formación Aragón, esto se debe a un cambio de facies al sureste de Misantla, Veracruz; también es concordante con la Formación Guayabal, mientras el contacto inferior es concordante con la biozona de la Formación Chicontepec Medio y se presenta en discordancia con la Formación Chicontepec inferior.

Ambiente de depósito: Se trata de un ambiente marino profundo en abanicos submarinos, lo cual se documenta por la presencia de organismos bentónicos.

c) Formación Guayabal.

Definición y distribución: Fue definida en 1925 por Adkins, quien asignó como localidad tipo la rancharía de Guayabal situada de la rancharía del mismo nombre, en el arroyo del

Gallo, Hacienda de Tamacoco, más o menos a 12 kilómetros al Oeste del Potrero del Llano, en el camino a Tlacolula, Veracruz.

Litología y espesor: Litológicamente consiste de una secuencia de lutitas de color grisáceo a café, que intemperiza en color crema; intercaladas con areniscas de grano fino, cementadas con carbonato de calcio.

Dentro de las areniscas de esta formación se puede encontrar un rasgo distintivo, que es la presencia de siderita; también se presentan lentes de conglomerados con clastos provenientes de rocas calcáreas de la Sierra Madre Oriental, igualmente capas de margas y lutitas arenosas masivas (Cuapio, 2006). El espesor es variable, se tienen espesores que van de 60 a 1200 m, en el sur de la cuenca.

Edad y correlación: La edad de la Formación Guayabal es del Eoceno Medio; se determinó por su posición estratigráfica y se puede correlacionar estrechamente con la Formación Cook Mountain del Grupo Claiborne de los Estados Unidos (Suárez, 1950).

Relaciones Estratigráficas: Los contactos superior e inferior están bien marcados litológicamente, pues sus sedimentos arcillosos contrastan claramente con los arenosconglomeráticos de las formaciones Chapapote y Tantoyuca, del Eoceno Superior, que las sobreyace y, con las lutitas y areniscas de las formaciones Aragón y Chicontepec que las subyacen (Suárez, 1950).

Ambiente de depósito: El depósito de esta formación se dio en una cuenca de aguas tranquilas con aporte de sedimentos clásticos. Atendiendo a que su espesor aumenta en dirección al sur, se cree que en esta dirección, la profundidad era mayor, teniendo así depósitos turbidíticos canalizados.

d) Formación Tantoyuca.

Definición y distribución: La Formación Tantoyuca fue definida por Cole en 1927, recibe este nombre por aflorar en los alrededores de la población así denominada, que se encuentra a 104 Km al suroeste de Tampico, Tamaulipas, en la ribera oriental del río Tempoal.

Litología y espesor: La Formación Tantoyuca presenta tres facies bien definidas, que son:

a) Facies conglomerática. Esta facies se inicia con areniscas de grano medio a conglomerático, de color crema con tintes rosados, que intemperizan en pardo, con un contenido de arcilla variable; los clastos son semiangulosos, constituido principalmente por cuarzo, con abundancia de pedernal negro y escaso contenido de mica.

Sobre estos conglomerados semiredondeados, se encuentra otro conglomerado de cantos rodados, muy bien redondeados, de todos tamaños, desde algunos milímetros hasta ejemplares con diámetro de un metro, constituidos principalmente por areniscas derivadas de la Formación Chicontepec y fragmentos de calizas de edad cretácica, con algunos guijarros de pedernal negro. Los cantos mayores son de caliza coralina, indicando la existencia de esta litología en facies de las secuencias anteriores. La distribución de los cantos rodados es completamente irregular.

La matriz es calcáreo-arenosa, agrupándose los componentes en forma muy compacta. Arriba del conglomerado existen paquetes de arenas verdosas de origen posiblemente fluvial, lo mismo que el conglomerado; más arriba, aparecen areniscas conglomeráticas con algunos horizontes fosilíferos. Todo el resto de esta facies está constituido por areniscas de grano grueso y conglomerático en cuerpos lenticulares; algunas veces se presentan muy calcáreos y otros demasiado arcillosos; la forma lenticular de las areniscas, dificulta tomar datos estructurales. Las margas son muy escasas y cuando se encuentran no constituyen estratos bien definidos, sino que aparecen incluidas dentro de las areniscas, indicando que han derivado de formaciones anteriores, sin haberse desintegrado (Suárez, 1950).

2. Facies arenosa-arcillosa. Está constituida por areniscas arcillosas de color crema, no estratificada, muy fracturada. Dentro de la misma facies aparecen partes calcáreas bien cementadas, de color gris, en depósitos lenticulares; alternando con lutitas arenosas de color verde olivo, de fractura semiesferoidal, que intemperizan en crema, las cuales se presentan frecuentemente mezcladas con depósitos muy delgados de arena. Es común encontrar, dentro de estas margas, cantos rodados en forma errática, derivadas de areniscas de la Formación Chicontepec y de calizas cretácicas; también es común hallar depósitos bentoníticos, de color verde (Suárez, 1950).

3. Facies arcillosa. Constituida por depósitos de lutita verde olivo, no estratificados, con óxido de hierro en las fracturas, el cual a veces contamina a las lutitas, dando un color semejante al de la Formación Guayabal, intemperizando en crema claro.

Su espesor es variable dependiendo de la facies que se quiera tratar, pudiendo tener un espesor máximo de hasta 1000 m (Suárez, 1950).

Edad y correlación: La edad de la ésta formación es del Eoceno Tardío, la cual fue determinada por su posición estratigráfica, gracias a que contiene cantos retrabajados de la Formación Guayabal. Se puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Chapopote (Suárez, 1950).

Relaciones Estratigráficas: La Formación Tantoyuca se encuentra en contacto concordante hacia la base con la Formación Guayabal y hacia la cima en contacto discordante con la Formación Horcones. Además subyace concordantemente a la Formación Palma Real.

Ambiente de depósito: El paleoambiente sedimentario en el que se acumuló corresponde a dos facies diferentes: una muy característica, formada por grandes bloques y cantos rodados, que algunas veces contienen fauna de las formaciones anteriores, las cuales no han sido desintegradas por la erosión. Estos bloques y cantos rodados se acumularon en las regiones vecinas a los frentes de las sierras, sobre la plataforma, cerca del borde de la misma. Una característica de este tipo de sedimentos es la gran rapidez con que fueron depositados, así como la absoluta falta de gradación en el tamaño de los granos. Mientras que las facies de grano fino y mejor clasificado se depositaron en la plataforma continental, en aguas con baja energía (Suárez, 1950).

e) Formación Horcones.

Definición y distribución: Fue definida por Grimdale en 1933, su localidad tipo se encuentra al sureste y noreste de Colipa, Veracruz.

Litología y espesor: Se compone de lutitas que cambian de facies, tanto laterales como verticales, ya que al ascender estratigráficamente empiezan a aparecer areniscas, haciéndose a veces bastante frecuentes.

Las lutitas de la Formación Horcones, son poco arenosas, presentándose algunas veces capas muy delgadas de areniscas. El espesor máximo de la Horcones es de 450 m. Es común hallar dentro de este depósito algunos cantos rodados de areniscas y calizas diseminados, los primeros derivadas del Grupo Chicontepec y los segundos procedentes del Cretácico; también se encuentran fragmentos de conchas fósiles dentro de estos depósitos de lutitas. Se tiene también la presencia de lentes calcáreos muy fosilíferos, de color crema-rosado, constituidos principalmente por lepidocíclicas (Suárez, 1950).

En Metlaltoyuca, Veracruz, la Formación Horcones está constituida por lutitas solamente, con fracturas rellenas de caliche, alternando con areniscas de grano medio a grueso, angulosas, de cuarzo y pedernal negro principalmente; son de color crema en estratos con espesores hasta de 0.80 m. Su cementación no siempre es buena. En el arroyo del Caliche de la misma área, todos los afloramientos están constituidos principalmente por areniscas de grano grueso a conglomerático, con espesores de estratos que varían entre 0.20 y 0.70 m, que alternan con areniscas arcillosas, de color crema y lutitas puras que dan tonalidad gris (Suárez, 1950).

Edad y correlación: La Formación Horcones es muy difícil de separar litológicamente de la Formación Chapopote-Tantoyuca, estableciéndose el contacto únicamente por medios micropaleontológicos. La edad de esta formación corresponde con el Oligoceno Inferior (Castillón, 1950).

Relaciones Estratigráficas: La Formación Horcones descansa en discordancia sobre la Formación Chapopote-Tantoyuca, del Eoceno Superior.

Ambiente de depósito: El depósito de la Formación Horcones es de tipo litoral, con alta energía, con aporte de material detrítico por erosión de rocas más antiguas (Suárez, 1950).

f) Formación La Laja.

Definición y distribución: Fue descrita por primera vez por Gibson en 1936, en la zona de la Cuenca Salina del Istmo en el sureste de México, dividiéndola en dos secuencias: La Laja y Encanto. Su localidad tipo se encuentra en La Laja, Municipio de Chalma, Veracruz.

Litología y espesor: Esta formación está compuesta en la parte inferior por secuencias de lutitas de color gris azulado y gris verdoso, intercaladas con areniscas mal cementadas que contienen fragmentos de caliza coralina; hacia la parte superior predominan los estratos de areniscas de grano medio con algunas intercalaciones de tobas, en las que en algunas se presenta retrabajo. En 1965, Viniestra menciona que en la parte sureste de la cuenca de Veracruz se compone de una serie de lutitas y tobas, con cantidad variable de arenas y conglomerados. El espesor de esta unidad también es variable, pudiéndose encontrar entre los 1000 y 1400 m.

Edad y correlación: La edad de esta formación corresponde con el Oligoceno Superior. Es correlacionable con la Formación Depósito del Oligoceno Superior; cronoestratigráficamente lo es también con la Formación Lutitas Nanchital en el Istmo de Tehuantepec. Se pudo definir gracias a su posición estratigráfica y a la presencia de microfauna (Meneses, 1953), tal como: *Gyroidina broeckhiana* (Karrer), *Cibicides aff. C. formosa* (Seguenza) y *Cibicides akneriana* (D'Orbigny).

Relaciones Estratigráficas: Subyace a la Formación Encanto del Mioceno Inferior y sobreyace a la Formación Horcones del Oligoceno Inferior.

Ambiente de depósito: Su depósito tuvo lugar en un ambiente de plataforma siliciclástica.

g) Formación Depósito.

Definición y distribución: Fue descrita en 1936 por Gibson, como serie y en 1949 como "formación" por Castillo Tejero. Su distribución es extensa teniendo lugar desde la parte norte de la Cuenca de Veracruz hasta la Cuenca Salina del Istmo, de esta forma se presentan grandes afloramientos en Minatitlán, Veracruz, así como en la parte media de la cuenca del Río Coahuila y el Júcar; de igual manera en las localidades de Romero Rubio y Soledad, Veracruz.

Litología y espesor: Esta formación consiste de una secuencia de lutitas de color gris verdoso y pardo oscuro, arenosas a casi puras, calcáreas, carbonosas, con mica finamente diseminada con lignita; en algunas localidades la estratificación es visible; frecuentemente fracturadas, con láminas de arena de color gris verdoso claro, arcillosa, de grano fino a muy fino, aristas angulares, micacíferas, regularmente consolidadas y con lignita; presenta además nódulos calcáreos escasos, así como horizontes de ceniza volcánica. Su espesor máximo presente en la Cuenca Cenozoica de Veracruz es de 400 m, aunque en otras áreas es variable; en la zona de Jáltipan, Veracruz se tiene un espesor promedio de 200 m, mientras que en la parte media de la Cuenca Salina del Istmo se tiene un espesor de 1000 m (Meneses, 1953).

Edad y correlación: La edad de esta formación (Oligoceno Superior) se determinó por su contenido fosilífero (Meneses, 1953), siendo la microfauna presente: *Gyroidina broeckhiana* (Karrer), *Gyroidina cf. G. laevis* (D'Orbigny), *Cibicides aknerianus* (D'Orbigny) y *Siphogeneria aff. S. striata* (Schwager).

Relaciones Estratigráficas: El cambio de la Formación Encanto a Depósito, corresponde prácticamente a la desaparición de arenas y a la aparición de las especies de foraminíferos antes señalados. Subyace a la Formación Encanto (concordantemente) y alcanza a tener contacto discordante con la Formación Concepción Superior del Mioceno Tardío. En algunas zonas donde se presenta la Formación Nanchital (conglomerado) la sobreyace.

Ambiente de depósito: Debido a los microforaminíferos determinados y a la litología, se interpreta que el ambiente de depósito corresponde con un ambiente marino de plataforma con influencia volcánica, teniendo un cambio gradual a aguas más profundas.

3.1.2B Neógeno.

a) Formación Encanto.

Definición y distribución: La Formación Encanto fue descrita por Gibson por primera vez en 1936. En 1965 Viniegra divide esta formación en Encanto Inferior y Encanto Superior, quien consideró que aunque no existe variación litológica importante entre estas formaciones (inclusive de estas con Concepción Inferior), faunísticamente si tienen características propias y distintivas. Esta formación se halla expuesta al sur del Río Jaltepec, al noroeste y oriente del río La Victoria, Veracruz. La localidad tipo se localiza en el anticlinal Encanto, Veracruz.

Litología y espesor: La Formación Encanto se encuentra formada por secuencias de areniscas de grano fino a medio y lutitas arenosas mal consolidadas de color gris y gris verdoso que intemperizan al rojo.

La parte inferior de la unidad estratigráfica está formada por lutitas color gris verdoso, con escasos clastos derivados de rocas volcánicas del tamaño de arena; están intercaladas con capas ocasionales de arenisca con clastos de caliza gris claro y crema, cuarzo ígneo y metamórfico, y pedernal gris. Hacia la base es común encontrar horizontes brechoides de caliza gris azulada y gris, en matriz margosa. La parte superior está constituida por lutitas de color gris claro en ocasiones arenosa, con cuerpos conglomeráticos intercalados compuestos de fragmentos de cuarzo ígneo y metamórfico cementados con una matriz margosa. Su espesor se ha medido en un rango de 500 a 800 m (Cuapio, 2006).

Edad y correlación: Su edad Mioceno Inferior, está determinada con base a una rica asociación de microfósiles planctónicos (Meneses, 1953). Se correlaciona con la Formación Amate en el área de Reforma-Macuspán, y con la Formación Tuxpan de la Cuenca Tampico Misantla. Los microfósiles que la identifican son: *Uvigerina auberina* (D'Orbigny), *Uvigerina canariensis* var. *encantoensis* (Nuttall), *Ceratobulimina contraria* (Reuss), *Bolivina marginata* (Cushman), *Uvigerina crassistriata* (Nuttall), *Cibicides trinitatensis* (Nuttall), *Cibicides aff. lucida* (Reuss) y *Cibicides du templei* (D'Orbigny).

Relaciones Estratigráficas: Tiene su contacto inferior con la Formación la Laja, el cual es concordante, haciéndose posible la determinación del contacto por los contenidos faunísticos; su contacto superior es concordante con la Formación Paraje solo.

Ambiente de depósito: Su depósito ocurrió en un ambiente de plataforma siliciclástica.

b) Formación Concepción Inferior.

Definición y distribución: Fue descrita por Gibson en 1936. La localidad tipo se encuentra en el poblado de Concepción, Veracruz, sobre la margen derecha del río Uxpanapa, cerca del poblado de Minatitlán, Veracruz. Se encuentra aflorando cerca de las localidades de Petapa, en los flancos del Domo de Jaltipan, Veracruz. De igual forma se encuentra expuesta en otras localidades de la Cuenca Salina del Istmo en Romero Rubio, en Soledad, en la margen del río Coachapa, en Moloacán, en Sayula y en Minatitlán, Veracruz.

Litología y espesor: Se compone de lutitas y limolitas medianamente compactas de color gris, que por intemperismo adquieren coloraciones en tonos amarillentos y rojizos; contiene horizontes de macrofauna la cual se encuentra bien conservada (gasterópodos y pelecípodos). En la cima de la formación se encuentra una litología más arenosa, la cual está compuesta por limolitas arenosas y grauvacas líticas de grano fino de color gris. El espesor de esta formación es variable entre los 200 y 500 m (Ríos Macbeth, 1952).

Edad y correlación: La edad de esta formación fue determinada por su contenido fosilífero y su posición estratigráfica, siendo ésta Mioceno Inferior (Ríos Macbeth, 1952). Los fósiles reportados son: *Lagenonodoseuria hispida* (D'Orbigny), *Bobvina plicatella* (Cushman), *Planulina aff. P. wuellerstorfi* (Schwafirer), *Marginulinopsis sp. Ind.* (Nuttall), *Téxtularia*

mississippiensis V. Ind. (Cushman), *Epistomina elegans* (D'Orbigny), *Cibicides floridanus* (Cushman), *Cibicides concéntricos* V. Ind. (Cushman), *Cibicides filisolaensis* Nuttall, *Bolivina nobilis* (Hantken) y *Bohvia subaenariensis* var. *mexicana* (Cushman). También suele encontrarse en esta formación, macrofauna muy pequeña, gasterópodos y pelecípodos, que corresponden con: *Margínella dalli* (Böse), *Corbula heterogenea* (Dall), *Ostrea vespertina* (Conrad), *Chione ebergenyi* (Böse) y *Polystira albida* (Perry).

Relaciones Estratigráficas: Litológicamente es muy semejante a la formación Concepción Superior y sólo se puede establecer su contacto con ésta, por medio de su contenido de microfauna (Ríos Macbeth, 1952). Sobreyace concordantemente a la Formación Encanto Superior y se correlaciona con la Formación Amate Inferior en el área de Comacalco.

Ambiente de depósito: La riqueza de su fauna y el buen estado de conservación de ésta, indica que estos sedimentos fueron depositados en aguas tranquilas, posiblemente en mares cerrados o en bahías.

c) Formación Concepción Superior.

Definición y distribución: Gibson la describió en 1936, quien la denominó como Serie Filisola; la cual está compuesta de acuerdo con este autor, por dos secuencias claramente diferenciadas, la secuencia Concepción Superior y la Filisola. En 1956, Benavides hace la separación de estas dos secuencias, ya que ambas cumplen con requisitos estratigráficos para denominarlas como “formaciones”, gracias a que presentan diferencias litológicas contrastantes. Aflora en las localidades de Soconusco, Romero Rubio y Concepción, Veracruz; de esta última localidad recibe el nombre.

Litología y espesor: Consiste esencialmente de arcillas margosas, arenosas, cuyo contenido de arena disminuye hacia el contacto con la Formación Concepción Inferior; son compactas y ocasionalmente presentan estratificación muy pobre, que puede confundirse con planos de fracturas. Presenta concreciones que van disminuyendo hacia la base, tanto en número como en tamaño, encontrándose esporádicamente en pequeños lentes y nódulos de arenisca de grano muy fino, también calcáreos, pero sin macrofauna. En general, toda la formación es fosilífera, presentando horizontes muy ricos en macrofauna y en microforaminíferos. También suele encontrarse hacia la cima, arena conglomerática y conglomerados de material volcánico y restos de conchas en una matriz de cemento arcillo-calcáreo. Su espesor promedio es de 500 m (Ríos Macbeth, 1952).

Edad y correlación: La edad del Mioceno de esta formación fue determinada por el contenido fosilífero que se encuentran presentes en ella (Ríos Macbeth, 1952). Los fósiles reportados son: *Robulus vaughani* (Cushman), *Saracenaria limbata* (Flint), *Lenticulina rotulata* (Lamárck), *Amphistegina lessoni* (D'Orbigny), *Globorotalia menardii* (D'Orbigny) y *Biümina marginata* (D'Orbigny). Mientras la macrofauna reportada es: *Turritella guppyi* (Cushman), *Polystira albida* (Perry), *Anadara cf. A. chavezii* (Engerrand y Urbina), *Ostrea vespertina* (Conrad), *Chione ebergenyi* (Böse) y *Conus burckhardti* (Böse).

Relaciones Estratigráficas: Tanto su contacto inferior como el superior son concordantes con la Formación Concepción Inferior y Formación Paraje Solo, respectivamente. En la parte central de la Cuenca Salina del Istmo se encuentra descansando sobre la Formación Encanto y sobre la Formación Concepción Inferior, inclusive sobre los depósitos del Oligoceno y del Eoceno.

Ambiente de depósito: Su ambiente de depósito tuvo lugar en la cercanía de la línea de costa, en un ambiente de plataforma clástica.

d) Formación Paraje Solo.

Definición y distribución: Fue descrita originalmente por Lesnial en 1924, en la región de Paraje Solo de Moloacán, Veracruz, a 25 km de Coatzacoalcos. En 1936 Gibson hizo una nueva descripción, él la consideraba como una secuencia de areniscas con lentes de conglomerados y horizontes de lignito.

Litología y espesor: Su base consiste de lentes de areniscas calcáreas con fósiles, en contacto directo con las lutitas de la Formación Concepción Superior. A medida que se asciende en la columna aparecen lutitas arenosas de colores café rojizo o crema con presencia de material piroclástico. En algunas zonas contiene interestratificación de laminillas de arcillas de color gris azulado, materia orgánica (lignito) y ceniza volcánica. Su espesor alcanza aproximadamente los 200 m (Ríos Macbeth, 1952).

Edad y correlación: La edad de esta formación se trata del Mioceno Superior-Plioceno y fue determinada por posición estratigráfica y por micropaleontología (Ríos Macbeth, 1952), reportándose los siguientes fósiles; *Elphidium incertum* (Williamson), *E. aff. fishtelianum* (D'Orbigny), *Rotaba beccarii* (Linne), *Amphistegina lessonii* (D'Orbigny) y *Eponides antillarum* (D'Orbigny).

Relaciones Estratigráficas: Es posible que los sedimentos de la parte superior de la Formación Concepción Superior y de la Formación Paraje Solo, sean sincrónicas a los de la Formación Tuxpan de la Cuenca de Tampico, pues el contenido de macro y microfósiles es similar (Ríos Macbeth, 1952).

Ambiente de depósito: Estos son depósitos que ocurrieron en una cuenca de poca profundidad y en ambiente transicional.

3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.

Dentro de las principales estructuras de origen tectónico, que se encuentran en la Cuenca Cenozoica de Veracruz, se tienen: el homoclinal del margen occidental, la alineación de Loma Bonita, el sinclinal de Tlacotalpan, la alineación Anton Lizardo, el Alto de Anegada y la alineación de Coatzacoalcos (extremo sur). Estas alineaciones presentan una diferencia en relación a la cinemática y al estilo estructural, en cambio se interpreta que comparten similitudes con respecto al tiempo de su formación. A continuación se describen las características de las principales estructuras geológicas de la Cuenca Cenozoica de Veracruz y las áreas circundantes (véase Fig. 3.3).

3.2.1 Alineación de Coatzacoalcos.

Es una alineación estructural, que corresponde con un cinturón plegado, el cual está constituido por fallas que se presentan de forma individual y a través de grandes distancias. Los pliegues más largos y amplios se localizan en el centro de esta región, los cuales siguen activos hasta la actualidad. Para el año de 2000 se reportó un evento sísmico en la parte este-sureste de los Tuxtlas, lo cual fue interpretado como un movimiento que ocurrió en consistencia con esta fase de deformación. La inusual geometría de esta alineación, es interpretada como resultado de un efecto de soporte inducido por los centros volcánicos a lo largo de la alineación Anton Lizardo. Jennette et al (2003) interpretó esta alineación como una representación del área de tectonismo activo, el cual, se originó antes del Mioceno Medio.

3.2.2 Alineación Anton Lizardo.

Esta estructura se encuentra a lo largo de la cuenca y está constituida por fallas normales que se unen en una zona dentro de las secuencias afectadas de forma irregular, a lo largo de la punta del Alto de Anegada. El crecimiento tabular de las secuencias estratigráficas es particularmente importante en intervalos someros; en intervalos profundos, el espesor varía considerablemente, el espesor de los estratos a veces es constante a través de fallas individuales o se despliega en crecimiento de cuerpos arenosos (Jennette et al, 2003). En ésta alineación se presentan superficies de falla que se extienden desde el piso marino hacia el interior desde el Cenozoico Inferior y en el Mesozoico. La alineación Anton Lizardo se relaciona con dos centro volcánicos: el centro volcánico submarino Anegada, Moore y Castillo (1974), Jacobo Albarran et. al. (1992) y el centro volcánico de los Tuxtlas. Esta actividad volcánica ocurrió desde el Mioceno Medio hasta el Reciente.

3.2.3 Alineación Alto de Anegada.

Se trata de un alineamiento estructural que se encuentra en la región noroeste del centro volcánico los Tuxtlas y termina costa afuera cerca de la ciudad de Veracruz. Esta estructura marca el margen oriental a partir del Mioceno Medio en la Cuenca Cenozoica

de Veracruz; parte en la cual, se forma el levantamiento de la porción oriental del sinclinal de Tlacotalpan. La alineación se manifiesta como una suave o ligera flexión hacia arriba, sin afectar a la secuencia del Mioceno Inferior. Ésta estructura se originó por un arqueamiento periférico generado por la subsidencia de la cuenca, relacionado al frente tectónico (Meneses-Rocha, 2001). Jennette et al, (2003) sugiere que la afectación de los patrones de plegamiento de la corteza en esta región se deben a la naturaleza transicional del basamento y la reducción continental de la placa Norteamericana.

3.2.4 Sinclinal de Tlacotalpan.

Esta estructura se localiza en la zona del depocentro de la Cuenca de Veracruz y representa un pliegue que se profundizó durante la sedimentación activa y que acumuló una gran secuencia de terrígenos en el Cenozoico; esta profundización y expansión comenzó en el Oligoceno y se correlaciona con el acortamiento de la corteza producto de la Orogenia Laramide en el frente tectónico sepultado. Hacia el centro del sinclinal, se encuentra que los estratos se hacen más gruesos y que se adelgazan a lo largo de las márgenes de frontera, levantados e invertidos; ésta extensión que presentan los estratos en el sinclinal y la inversión del Mioceno al Plioceno de las márgenes del sinclinal (anticlinal Loma Bonita), indican que la cuenca estuvo sometida a un sistema contracción en el Cenozoico Tardío.

3.2.5 Alineación Loma Bonita-Mirador.

El rasgo estructural más notable, es la alineación estructural con rumbo NW-SE denominado Veracruz-Loma Bonita; está constituido por una serie de anticlinales, con dislocación hacia el suroeste, debido a una falla hacia el sureste del alineamiento, se localizan las estructuras de Loma Bonita, Mirador y Zafiro, mismas que se localizan en el bloque alto de una falla de grandes dimensiones, que por secciones sísmicas se interpreta que es de tipo inverso y cuyo origen pudiera deberse a un empuje vertical de sal o de esfuerzos de cizalla (Cruz Helú, 1977). Para la región noreste de las estructuras de Loma Bonita y Mirador se encuentran bordeadas por una falla normal de tipo antitético, la cual se pierde hacia la parte norte, entre las estructuras de Mirador y Zafiro, por lo que se induce que los anticlinales de Mirador y Loma Bonita, se encuentran encajonados entre dos fallas. En la región Noreste, desde la estructura el Zafiro, se encuentra bordeado el levantamiento, en su flanco occidental, por una falla normal, con caída hacia el poniente, lo cual originó una estructura de tipo graben de grandes dimensiones, en la parte occidental de la cuenca. El anticlinal de Loma Bonita, es un pliegue notoriamente lineal que se extiende al norte-noreste por cerca de 125 Km.

3.2.6 Homoclinal del Margen Occidental.

Se trata de la alineación estructural que se ubica en la margen occidental de la cuenca. La base de las secuencias del Mioceno y Plioceno se ubican sobre ésta estructura homoclinal simple, que limita con el frente tectónico sepultado de la Sierra de Zongolica. La secuencia estratigráfica pre-miocénica que se ubica al este del cinturón plegado, se encuentra plegada y deformada, en respuesta a la deformación en la base (Cruz Helú, 1977). De igual forma se atribuye la formación de este homoclinal en la Cuenca Cenozoica de Veracruz, al levantamiento temprano del Cenozoico del cinturón plegado de la Sierra de Zongolica y su gradual decaimiento debido a la subsidencia y a la erosión (Jennette et al. 2003). En la parte del Mioceno Inferior se interpreta que ocurrió una deformación que se originó mediante fallas y pliegues, con una aparente tendencia al este-noreste que únicamente se han identificado en el frente tectónico, lo cual indica que en el Mioceno Temprano la contracción persistió a lo largo de esta zona de la cuenca (Cruz Helú, 1977). Ésta deformación se relaciona con la fase final de convergencia dirigida este-noreste entre las placas de Norteamérica y la del Pacífico.

3.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA.

La evolución geológica de la Sierra Madre Oriental (Sierra de Zongolica), así como el desarrollo y origen de la Cuenca Cenozoica de Veracruz están íntimamente ligada con los procesos tectónicos que ocurrieron en el Golfo de México en el Jurásico Tardío y Cretácico, dando lugar a la plataforma de Córdoba y la plataforma de Orizaba. El área entre las dos plataformas es llamada la Zona Chicahuaxtla.

La fragmentación y consecuente dispersión de Pangea en el área que hoy ocupa la porción oriental de México, comenzó durante el Triásico Tardío (aproximadamente 220 Ma). La apertura del Golfo de México dió paso a la formación de un sistema de grabenes alargados, estrechos y orientados NW-SE al occidente de la ubicación de la misma cuenca. Los eventos tectónicos que se tienen en la región tienen su origen en el Triásico con el emplazamiento de un flujo térmico que adelgazó en gran medida la litosfera, produciendo entonces una zona de apertura (rift), así fue como se originaron los pilares (horst) y fosas (grabenos), que se rellenaron con sedimentos continentales (lechos rojos), del Triásico al Jurásico Medio. En esas depresiones se depositaron lechos rojos en condiciones continentales desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio (Bajociano), posteriormente fueron cubiertas mediante una transgresión por aguas marinas para depositar grandes volúmenes de sal durante el Calloviano (164-159 Ma).

El área del actual Golfo de México estaba entonces ocupada por el Bloque Yucatán, mismo que se desplazó muy rápido hacia el sur-sureste, del orden de 400 km, hasta la posición que ocupa actualmente, en un lapso de tiempo de 5-10 millones de años. Como consecuencia de ese movimiento tan súbito, hablando en tiempo geológico, se creó un desequilibrio isostático importante que provocó largos períodos de subsidencia en la parte

central del Golfo de México, acompañados de importantes levantamientos en las áreas continentales y en los bordes de la cuenca oceánica.

En el Cretácico, la transgresión originó que las antiguas islas se cubrieran de agua, dando lugar a las plataformas de Córdoba y de Orizaba en las que se depositaron la Formación Orizaba (Cretácico Inferior) y la Formación Guzmantla (Cretácico Superior), las cuales presentan litologías que corresponden con calizas con algunas evaporitas y dolomías desarrolladas hacia el centro de las plataformas y en la parte externa, se formaron arrecifes de corales de rudistas y bancos de calcarenitas; estas formaciones están separadas por la Formación Maltrata que se constituye de calizas arcillosas, se tiene la presencia de depósitos de talud y de turbiditas en las pendientes de las plataformas. La relación que guardan la Plataforma de Córdoba y la Cuenca Cenozoica de Veracruz se ve reflejada en las secuencias cretácicas que se encuentran en la región.

Durante el Cretácico Superior-Eoceno la interacción de la Placa Farallón y la Placa Norteamericana originaron esfuerzos de tipo compresivo, que dan origen a la deformación, que se caracteriza por pliegues de propagación (dirección de transporte tectónico Este-Noreste) y fallas de tipo inverso (cabalgaduras). Para fines del Período Cretácico, durante el Campaniano y el Maestrichtiano, aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez. En varias localidades a lo largo de la Sierra Madre Oriental se han reportado horizontes delgados de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986), que indican que la actividad volcánica en el occidente continuó hasta casi el fin del Cretácico.

Después de los esfuerzos compresivos se dió una subsidencia de mayor magnitud en la Cuenca Cenozoica de Veracruz la cual favoreció el depósito de grandes espesores de terrígenos, los cuales fueron deformados suavemente por una inversión tectónica que afecta hasta los depósitos del Mioceno. Hacia el término del Cretácico, el aporte de sedimentos terrígenos del occidente del Golfo de México y del noroeste incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, de igual forma conocida como la Orogenia Hidalgoana (de Cserna, 1989). La Era Cenozoica se inicia prácticamente con el evento tectónico que dio origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México, la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Zongolica, así como las Sierras y Cuencas de Coahuila desde el Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano (Padilla y Sánchez, 1982).

El evento tectónico de La Orogenia Laramide fue el resultado de la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica que estaba en subducción tuvo un ángulo muy bajo, causando así una deformación a mayor distancia de la zona de la trinchera y elevando una porción considerable de la parte meridional de la Placa de Norteamérica (de Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, 1982). Esta condición tectónica favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos después del fin de la Laramide, los cuales empezaron a depositarse en la Cuenca Cenozoica de Veracruz.

Para el Eoceno Tardío se formaron los depocentros de la Cuenca Cenozoica de Veracruz y se inició su relleno con sedimentos clásticos derivados del oeste (Jennette *et al.* 2003). El límite oriental de esta cuenca estaba constituido por el Alto de Santa Ana y el Macizo de Teziutlán (Viniegra, 1965). Las litologías presentes en el Eoceno están constituidas por lutitas y cuerpos de litarenitas, así como conglomerados y areniscas del Eoceno Medio y Superior. Las unidades de roca del Eoceno Medio se interpretaron como facies de relleno de canal, desbordes proximales y distales, que fueron depositadas en forma de lóbulos en abanicos al pie del talud. En general, las profundidades del sistema de depósito alcanzan de batial a nerítico externo en el Mioceno y batial en el Eoceno Medio. Las litarenitas y areniscas se pueden identificar en las secciones sísmicas ya que presentan una frecuencia baja y una amplitud alta. La litología presente en el Eoceno Medio se clasifica como un depósito de bajo nivel, debido a que contiene rellenos de canal, así como también los desbordes proximales y distales.

La deformación contraccional afectó a la plataforma de Córdoba durante el Paleógeno, provocando así el desarrollo de una cuenca, debido a la subsidencia de tipo flexural. El depósito se llevó a cabo en profundidades que cada vez iban disminuyendo, dando lugar a un ambiente más somero para generar los depósitos plio-pleistocénicos de la planicie costera de Veracruz, los cuales posteriormente serían cubiertos por derrames volcánicos del Neógeno.

Las secuencias clásticas son el relleno sedimentario principal de la Cuenca Cenozoica de Veracruz, son de gran espesor y se acumularon desde el Paleoceno hasta el Reciente.

Las Cadenas Cabalgadas y Plegadas conocidas como Pliegues del Cinturón Mexicano o Cordilleras Mexicanas ubicadas al oriente de la Cuenca Cenozoica de Veracruz en el Golfo de México, se formaron por un deslizamiento gravitacional hacia la gran depresión del Golfo de México como una consecuencia de ese desequilibrio isostático.