

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivo

El objetivo principal de este trabajo fue identificar las facies sedimentarias de la Formación Morelos-Cuautla con la finalidad de conocer el ambiente de depósito. Asimismo, se buscó determinar la posible correlación entre la densidad y distribución de fracturamiento con la distribución de facies. Finalmente se realizó un análisis de registros de Rayos Gamma para tratar de establecer su utilidad en el estudio de la distribución de facies.

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra en el cerro Cuachi al que se denominó anticlinal Cuachi, está localizado al norte de Atotonilco Municipio de Tepalcingo, Morelos, y se ubica geográficamente entre los paralelos 18° 31' y 18° 41' N y los meridianos 98°50' y 98°51' W (Fig.1.1). Limita al norte con los municipios de Ayala y Jonacatepec; al sur con el Estado de Puebla y el municipio de Tlaquiltenango; al este con el municipio de Axochiapan; y al oeste con los municipios de Ayala y Tlaquiltenango.

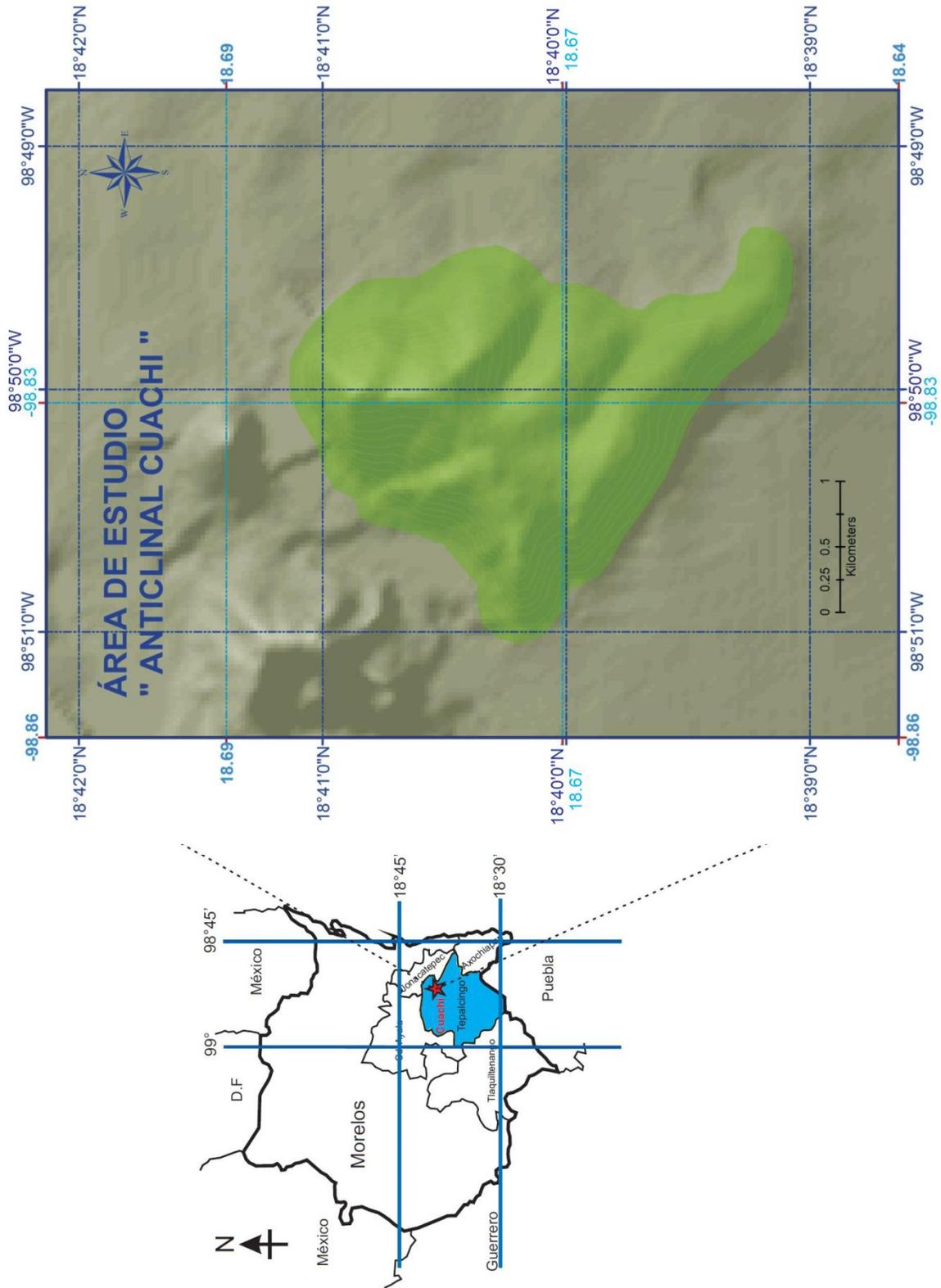


Fig. 1.1 Ubicación de la zona de estudio (anticlinal Cuachi).

1.3 Vías de acceso

Las principales vías de acceso son por la Autopista México-Cuernavaca y por la Autopista México-Puebla con desviación a la carretera federal 160 Cuautla - Izúcar de Matamoros, hasta el entronque con el poblado de Atotonilco, siguiendo por el camino de terracería hacia el NE (Fig. 1.2)

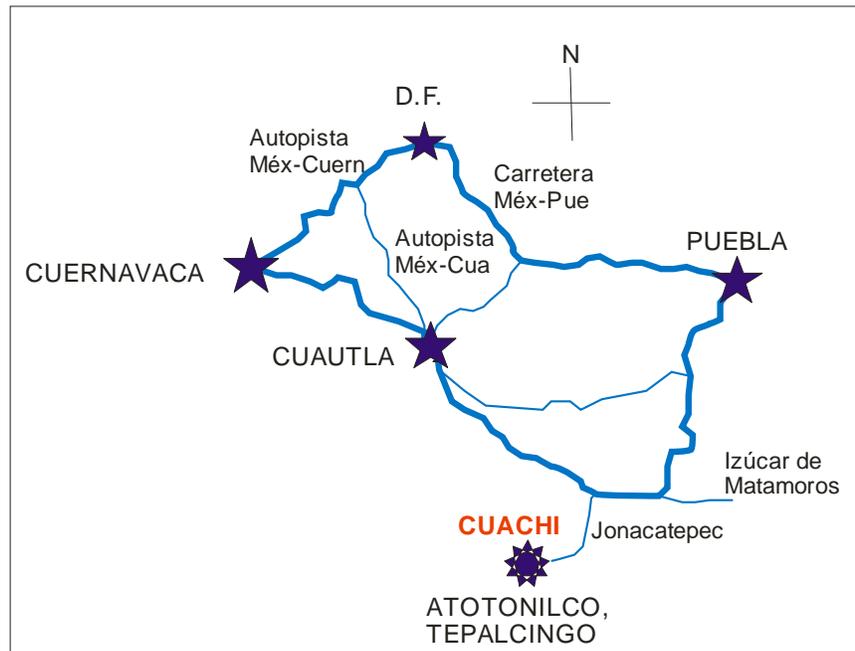


Fig. 1.2. Acceso al área de estudio.

1.4. Generalidades

El Municipio de Tepalcingo cuenta con una superficie territorial de 349.713 kilómetros cuadrados. Por su extensión es el segundo en la entidad. Se localiza a una altura promedio de 1,152 msnm. De acuerdo al II Censo de Población y Vivienda en el 2005, el municipio cuenta con un total de 23,209 habitantes.

Clima

Según la clasificación climática de Copen, modificada por García (1987), el clima predominante en Tepalcingo es cálido subhúmedo, con lluvias en verano, con una temperatura media anual de 20.3° C y precipitación media anual de 885.3 mm.

Vegetación

El tipo de vegetación que predomina en el municipio es de Selva Baja Caducifolia, se encuentra distribuida de los 1000 a los 1300 m.s.n.m.

Fauna

Presenta una amplia variedad de comunidades de animales debido a la heterogeneidad ambiental (ardilla, armadillo, murciélago, mapache, tlacuache, entre otros). La Reserva de la Biósfera Sierra de Huatla a la que pertenece Tepalcingo ha reportado cinco familias de anfibios con 11 especies y 17 familias de reptiles con 52 especies. Respecto a las aves se han reportado 38 familias con 180 especies. Respecto a los mamíferos se han reportado 18 familias con 66 especies.

Suelo

El tipo de suelo predominante en la región es el regosol, formado por materiales no consolidados, poseen una baja capacidad de retención de humedad por lo que son fáciles de erosionarse, sus fertilidad es variable y su uso agrícola esta principalmente condicionado a su profundidad.

Hidrología

Tepalcingo pertenece a la Cuenca Hidrológica del río Nexapa ubicada en la Región Hidrológica No. 18, Río Balsas (Fig. 1.3), y forma parte del acuífero de Tepalcingo-Axochiapa, de acuerdo a la regionalización de la Comisión Nacional de

Agua. El municipio cuenta con ocho manantiales, siendo Atotonilco uno de los principales.

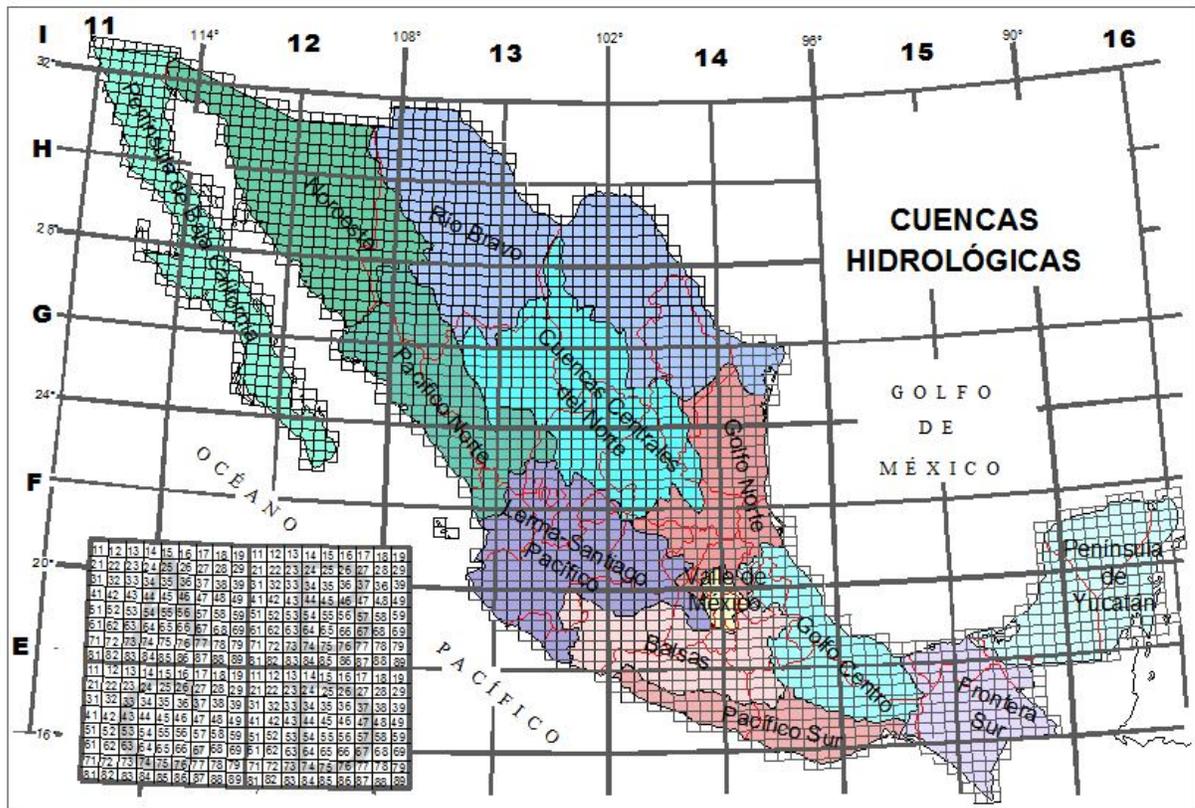


Fig. 1.3. Mapa de la distribución de las cuencas hidrológicas de México.

II MARCO GEOLÓGICO

2.1 Provincia fisiográfica

De acuerdo al INEGI (2010) el área de estudio está localizada en la provincia del Eje Neovolcánico dentro de la subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac. La subprovincia abarca el 44.45% del estado de Morelos. El anticlinal Cuauchi se encuentra en un extenso llano de lomerios que se extienden desde el poblado de Yautepec hasta Axochiapan (Álvarez, 1958). Sin embargo, recientemente y debido a la gran diferencia que existe entre las montañas del norte del Estado, con la peniplanicies del Este, la región del área de estudio ha sido ubicada en la provincia Sierra Madre del Sur dentro de la subprovincia Depresión del Balsas (Contribuciones a la investigación regional del estado de Morelos, 2000, Fig. 2.1).



Fig. 2.2 Ubicación del área de estudio dentro de Provincias fisiográficas de México. (Modificado de INEGI, 2010).

2.2 Provincia geológica

El área de estudio pertenece a la denominada Provincia Geológica Plataforma de Morelos (Ortega-Gutiérrez et. al., 1992), la cual se caracteriza por rocas sedimentarias cretácicas marinas y que está delimitada al Norte por el Eje Neovolcánico, al oeste por la Cabalgadura Teloloapan y al este por la Cabalgadura de Papalutla.

2.3 Terreno tectonoestratigráfico

Con relación a la clasificación tectonoestratigráfica de México de Campa y Coney (1983), el área de estudio se ubica dentro del Terreno Mixteco, para el que se ha inferido un basamento de rocas metamórficas del Complejo Acatlán de edad paleozoica (Ortega-Gutiérrez, 1981) y una cubierta de rocas sedimentarias y volcánicas, que abarcan edades desde el Jurásico al Terciario (Campa y Coney, 1983, Fig. 2.3). Recientemente y debido a la falta de rocas expuestas del basamento y por las fallas Papalutla y Teloloapan que delimitan la provincia se ha sugerido como un posible nuevo terreno tectonoestratigráfico a la Plataforma Morelos (Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

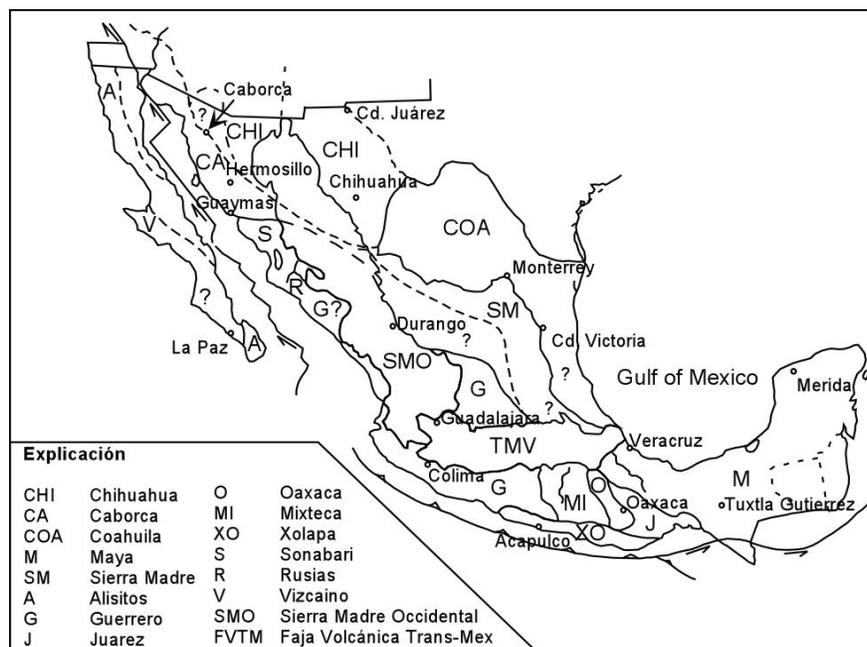


Fig. 2.3. Terrenos tectonoestratigráficos según Campa y Coney (1983).

2.4 Estratigrafía regional

El área de estudio forma parte de una plataforma carbonatada Cretácica, conocida como Plataforma Guerrero-Morelos (PGM), cuyas unidades litoestratigráficas fueron descritas por Fries (1960; 1965) y De Cserna y Fries (1978). La PGM está representada por una sucesión sedimentaria marina que se extiende en los estados de Morelos, Guerrero y el sur de México. Las unidades litoestratigráficas más antiguas expuestas en la región son las pertenecientes a la Formación Morelos. El área de estudio se ubica dentro del Terreno Mixteco, y de acuerdo a esto se infieren las unidades inferiores, incluyendo el basamento metamórfico de edad Paleozoica del Complejo Acatlán de acuerdo a Ortega-Gutiérrez et al. (2008) y las formaciones Olinalá, Las Lluvias, el Grupo Tecoyoyuca y la Formación Zicapa (Fig. 2.4). La descripción de estas unidades se presenta a continuación:

Basamento

El basamento expresado por rocas metamórficas fue nombrado Complejo Acatlán por Ortega-Gutiérrez (1981) y dividido en los subgrupos Petlalcingo y Acateco. En estos subgrupos se distinguieron cuatro unidades metasedimentarias y una de origen esencialmente magmático. El resto del Complejo Acatlán lo forman tres unidades graníticas que intrusionan a las anteriores.

En el área tipo, el Complejo Acatlán incluye unidades metasedimentarias tales como pizarra, filita, esquisto, gneiss, migmatita. En tanto que las unidades metaigneas están formadas por rocas verdes ofiolíticas, metagranitos y por milonitas. Ortega-Gutiérrez (1978) infiere para estas rocas una edad Paleozoica.

Formación Olinalá

Sobreyaciendo discordantemente al Complejo Acatlán se encuentra la Formación Olinalá descrita por Flores de Dios y Buitrón (1982). Esta formación está representada por una sucesión sedimentaria de conglomerados polimícticos, arenisca y limolitas, y de una sucesión de carbonatos a rocas clásticas finas.

Su localidad tipo se encuentra en la cañada de los Arcos, Guerrero; se han reportado espesores de 550 m (Flores de Dios y Buitrón, 1982), de acuerdo a Corona-Esquivel (1983) es de 635 m, sin embargo recientemente en 2006 Juárez-Arriga reportó un espesor de 800 m.

Flores de Dios y Buitrón (1982) le atribuyen una edad Pensilvánica Tardía-Triásico por correlación bioestratigráfica, sin embargo también por correlación bioestratigráfica Corona-Esquivel (1983) limita a la Formación Olinalá al Pérmico Superior.

Formación Las Lluvias

Esta unidad litoestratigráfica cubre discordantemente a la Formación Olinalá y está constituida por tobas e ignimbritas de composición ácida a intermedia, con una edad correspondiente al Triásico (Corona-Esquivel, 1983). En su localidad tipo, sobre el arroyo Los Arcos cerca del paraje Las Lluvias presenta una textura porfídica de color crema al fresco y amarillo crema al intemperismo y presenta pseudoestratificación. Su espesor varía entre 50 y 80 m. Esta unidad se correlaciona hacia el oeste de la plataforma con el Esquisto Tejupilco.

Grupo Tecocoyunca

De acuerdo a Erben (1956a) este grupo está conformado por las formaciones Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucuñuti, siendo su localidad tipo la Barranca de Tecocoyunca, Guerrero. Su espesor tiene una variación de 250 m hasta 510 m (Cerca, 2004).

El Grupo Tecocoyunca está representado por estratos de areniscas, limolitas, lutitas, margas y calizas. En la parte basal se han reportado rocas correspondientes a un origen continental y que pasan gradualmente a intercalaciones marinas hasta ser completamente de origen marino en la cima (Corona-Esquivel, 1983). Se le asigna una edad del Jurásico Medio de acuerdo a las amonitas presentes (Erben, 1956a y 1956b).

Formación Zicapa

El nombre de esta unidad fue propuesta por De Cserna et al. (1980) y la describen como lechos rojos continentales de limolita, arenisca y conglomerado, cuya localidad tipo se encuentra sobre el Río Balsas, cerca del poblado de Zicapa, Guerrero, donde le asigna un espesor de 700 m. Sin embargo, Cerca y Ferrari (2000) reportan un espesor aproximado de 1000 m.

La Formación Zicapa fue depositada en un ambiente fluvial (Hernández Romano, 1999) y con base a la posición estratigráfica se le asigna una edad de Aptiano-Albiano (Cserna et al., 1980), aunque con un análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en flujos de lava intercalados con los conglomerados se obtuvo una edad Barremiana (127 ± 2 Ma, Fitz-Díaz et al., 2002).

Esta formación se correlaciona al oeste con la Anhidrita Huitzucó que en un principio Fries (1960) la ubicó como la parte basal de la Formación Morelos

asignándole una edad Albiano. Sin embargo, De Cserna et al. (1980) quienes la proponen como una unidad independiente y la ubican hasta el Aptiano; la describen básicamente de anhidrita, y ocasionalmente se presentan yesos. Esta unidad a su vez se correlaciona hacia la parte centro-occidental de la plataforma con la Formación Acahuizotla. De Cserna (1965) la describe como calizas arcillosas interestratificadas con limolitas calcáreas. A su vez la Formación Acahuizotla se correlaciona hacia la parte occidental de la plataforma con la Formación Xochicalco, que describe Fries (1960) como calizas de capas de espesor variable con abundancia de nódulos y lentes de pedernal intercalado.

Formación Morelos

Esta unidad fue definida por Fries (1960), sin embargo, no le asignó una localidad tipo debido a que en la zona donde está expuesto su mayor espesor no aflora la base de ésta formación. Fries (1960) describe esta unidad como una sucesión de capas de caliza y dolomías interestratificadas, con nódulos de pedernal y fósiles silificados, con variación textural entre calcilutita (*sic*) y calcirudita (*sic*) siendo la más común la calcarenita (*sic*).

En trabajos recientes (Hernández-Romano, et al., 1997; Hernández-Romano, 1999; Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) se ha descrito a la Formación Morelos como una intercalación de packstone y wackestone de bioclastos, peloides e intraclastos con gran abundancia de organismos de plataforma interna. También se encuentran grainstone, floatstones y rudstone, depositados en una plataforma epeírica de condiciones semi-restringidas, que comúnmente se presentan en paquetes de ciclos de somerización. Las dimensiones de la PGM se estiman de acuerdo a los afloramientos de esta unidad con aproximadamente 150 km de ancho por 250 km de largo. La fauna predominante consiste en foraminíferos bentónicos, en su mayoría miliólidos y lituólidos; así como fragmentos de moluscos (pelecípodos,

gasterópodos), ostrácodos, entre otros. La sucesión calcárea presenta algunas zonas de dolomitización.

El espesor de esta unidad es muy variable, debido a la paleogeografía en la que fue depositada, así como la erosión postdeposicional (De Cserna, 1978). Los espesores reportados oscilan entre los 600 m y 1000 m (Fries, 1960; González-Pacheco, 1991; Hernandez-Romano, et al., 1997; De Cserna, 1980), sin embargo Ontiveros-Tarango (1973) reporta en el cerro de Acuitlapan un espesor de hasta 1430 m.

De acuerdo a la columna idealizada (Fig. 2.4), el contacto basal de la Formación Morelos es transicional con la Formación Zicapa (De Cserna et al., 1980; Urrutia-Fucugauchi, 1988; Cerca y Ferrari, 2000).

La relación estratigráfica de la Formación Morelos con su unidad suprayacente, la Formación Mexcala, inicialmente fue reportado por Fries (1960) como un contacto discordante hacia la parte oriental y nororiental de la PGM, sin embargo, éste contacto no se ha vuelto a reportar. Los estudios más recientes (Hernández-Romano, 1999; Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) han demostrado que el contacto en la frontera del Cenomaniano – Turoniano es de tipo transicional y que fue suscitado por un evento anóxico, por lo que la plataforma sufrió un rápido ahogamiento en ese periodo, hacia la parte oriental de la PGM primero pasó a condiciones de plataforma abierta, en este sector las facies corresponden con las de la Formación Cuautla. Posteriormente, experimentó también un ahogamiento al pasar a condiciones pelágicas. Esto explica que en el contacto hacia la parte occidental el cambio sea directamente a estas facies pelágicas, la evidencia se muestra en la frontera Cenomaniano – Turoniano (Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) donde una gran cantidad de organismos bentónicos desaparece abruptamente. Esto se debió a la incursión de aguas pobres en oxígeno (Arthur, 1987), lo que provocó que la producción de carbonatos cesara. Debido a estas condiciones de anóxia y ahogamiento de la plataforma, en el presente trabajo no se considera a la

Formación Cuautla como una unidad independiente, sino como a la parte basal transicional de la Formación Mexcala con la Formación Morelos.

Fries (1960) le ha asignado a la Formación Morelos una edad Albiano medio – Cenomaniano medio de acuerdo al contenido de los microfósiles *Dicylina schlumbergeri* Munier-Chalmas y *Nummolocuina himi* Bonet, aunque no se tienen muchos trabajos que reporten y corroboren la edad de la parte inferior de esta unidad. En cuanto a la parte superior (Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) le ha asignado una edad Cenomaniano Tardío con base en sus estudios bioestratigráficos.

Formación Mexcala

Nombre propuesto por Fries (1960) a una sucesión de capas marinas que hacia la base incluyen calizas arcillosas oscuras de tipo packstone-wackestone de bioclastos con calciesferúlidos, foraminíferos bentónicos y radiolarios. Hacia la cima se presentan lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados. La sección tipo se encuentra sobre el Río Mexcala o Río Balsas (Fries, 1960, Aguilera-Franco et al., 1988).

La parte basal de la unidad corresponde a tres asociaciones de facies (Hernández-Romano, 1997): plataforma abierta (wackestones y packstones arcillosos de equinodermos, moluscos y calciesferulidos), prodelta (lutitas limosas y limolitas arcillosas de escasos calciesferulidos y texturalidos) y pelágica (wackestones y packstones gris oscuro a negro laminadas de globigerinidos y calciesferulidos).

La Formación Mexcala corresponde a un ambiente de cuenca pelágica con edad del Cenomaniano tardío al Maastrichtiano.

Grupo Balsas

El Grupo Balsas fue descrito originalmente por Fries (1960) para denominar a rocas de una litología muy variada que incluye yesos, calizas lacustres, conglomerados, areniscas, tobas y derrames volcánicos. El Grupo Balsas es dividida en dos unidades sedimentarias y dos piroclásticas (Morán et al., 2007). La unidad inferior (Formación Tepetlapa) presenta en su base conglomerados matriz-soportados que gradúan hacia la parte media y superior a capas de arenisca con estratificación imperfecta e intercalaciones de lentes de conglomerado matriz-soportado con algunos derrames intercalados de andesita y basalto. La unidad superior (Formación Huajintlán) presenta una granulometría notablemente más gruesa, representada por conglomerados matriz-soportados con algunos lentes de arenisca conglomerática. Esta unidad subyace en discordancia a la ignimbrita Tilzapotla. Este Grupo se encuentra ampliamente distribuido dentro de la cuenca del Río Balsas en los estados de Morelos, Guerrero, México y Michoacán.

Formación Tlaica

El nombre de esta unidad fue propuesta por Fries (1965) para una secuencia principalmente de ignimbritas con derrames y brechas volcánicas de composición riolítica y la correlaciona con la Riolita Tilzapotla. Su localidad tipo se encuentra a medio kilómetro al norte del poblado de Tlaica en el Estado de Morelos. Grajales-Nishimura y Sánchez-Hernández (1979) observaron a esta unidad en concordancia con el Grupo Balsas y en discordancia con la Formación Cuautla cerca del Cerro Colorado, Morelos.

Por correlación con la Riolita Tilzapotla Fries (1965) le asigna una edad Oligoceno Superior.

Intrusivos Terciarios

Los intrusivos son de tipo granodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas, tonalitas, sienitas y dioritas, siendo las primeras las mejor expuestas, de textura porfídica y matriz fanerítica, y las últimas las más escasas (Grajales et al., 1979). Estos cuerpos intrusivos provocaron el metamorfismo de las rocas encajonantes produciendo calizas recristalizadas, mármoles y skarns.

Estos intrusivos relacionados con la culminación del arco magmático laramídico se han fijado con edad Oligocénica; por K/Ar Damon et al., (1982) y Grajales-Nishimura et al., (1980) fijan edades de $35 \pm 1\text{Ma}$ y $38 \pm 3\text{Ma}$ respectivamente; mientras que por el método plomo-alfa De Cserna et al. (1974) asigna una edad de $30 \pm 3\text{Ma}$. a muestras del intrusivo de Tlaica, Morelos.

Formación Coayuca

Fries (1966) describe y divide a esta formación en tres miembros: depósitos siliciclásticos, carbonatos y yesos. Le asigna una edad de Mioceno – Plioceno con base en las relaciones estratigráficas que guarda con otras unidades. Sin embargo, recientemente Ramírez-Arriaga et al. (2008) le asigna una edad de Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano basado en asociación palinológica y además propone incluirla dentro del Grupo Balsas.

Formación Cuernavaca

Esta unidad descrita por Fries (1960) tiene una litología compleja, principalmente de conglomerados, formando un abanico aluvial de grano medio a grueso cuyos constituyentes son casi exclusivamente de rocas volcánicas andesíticas, así como otros fragmentos de material volcánico terciario. También se han reportado clastos

de caliza provenientes de conglomerados calcáreos del Grupo Balsas, cuya matriz es tobácea; adicionalmente, existen intervalos netamente tobáceos con buena estratificación (Fries, 1960; Rodríguez-Lara, 1997). De Cserna y Fries, (1981) consideran a esta Formación de edad Plioceno superior.

Grupo Chichinautzin

Fries (1960) propone este nombre para las corrientes lávicas, estratos de toba y brecha y materiales clásticos interestratificados depositados por agua, de composición andesítica y basáltica y que yacen discordantemente sobre la Formación Cuernavaca. El nombre proviene del Volcán Chichinautzín de la zona Neovolcánica del Pleistoceno.

Depósitos Recientes

Consiste de fragmentos de rocas empacados en arenas de textura media a gruesa y gravas, tiene poco espesor y ocupa áreas restringidas y principalmente en las vegas de los ríos y arroyos del área.

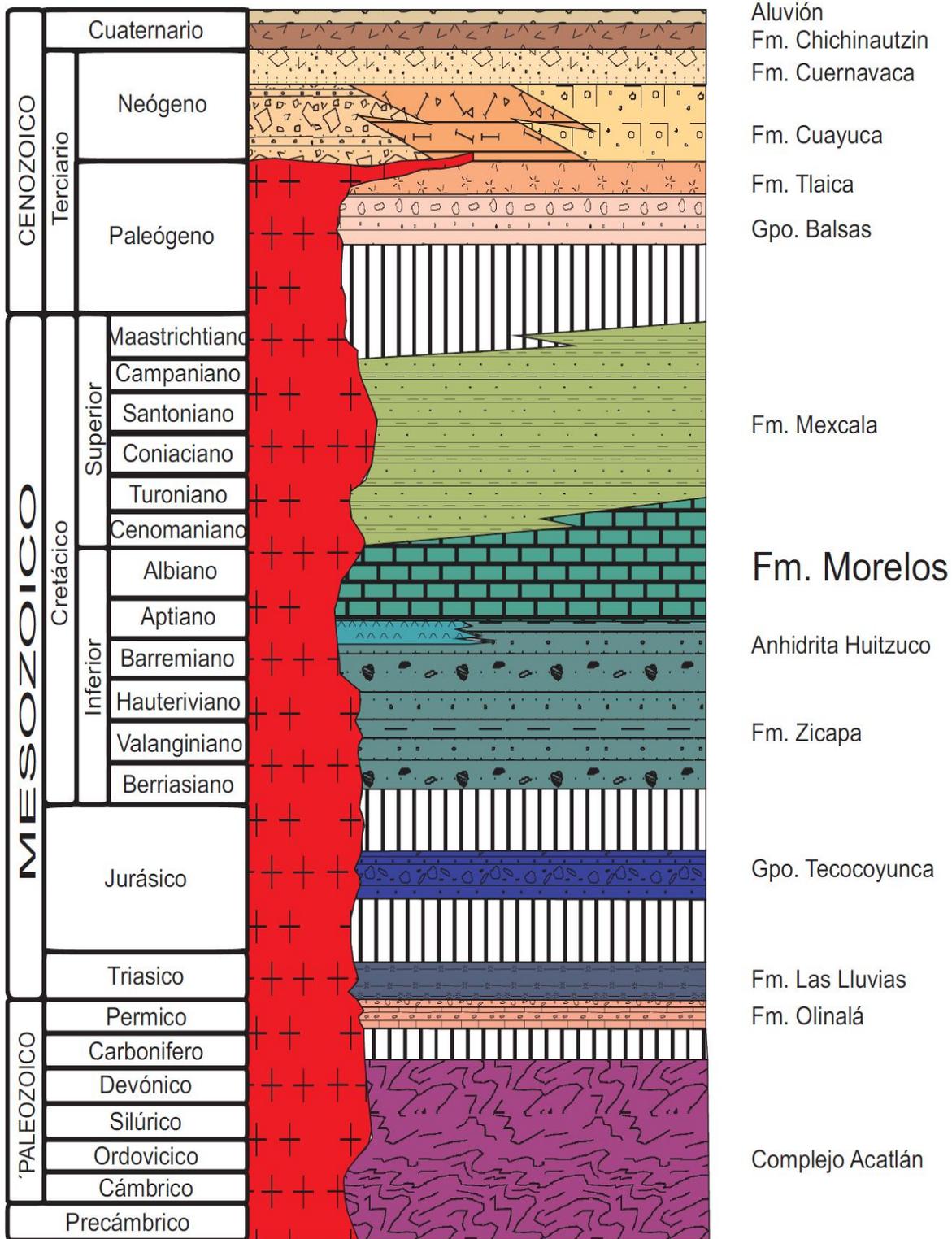


Fig. 2.4. Columna estratigráfica del área de estudio (basada en la Carta Geológica-minera Cuernavaca E14-5, SGM, 1998)

2.5 Historia Geológica

Desde principios del Paleozoico Temprano hasta el Paleozoico Tardío (Ordovícico-Pérmico), el Complejo Acatlán tuvo su origen en un fragmento de una zona de subducción y colisión continental. Registró una historia compleja de magmatismo, sedimentación y deformación con metamorfismo de distintas intensidades, formándose en ambientes de trinchera-frente de arco (Grupo Petlalcingo), en litósfera oceánica (Grupo Piaxtla) y en arco volcánico (Formación Tecomate), la cual representa la parte superior del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et. al., 1999; Ramírez-Espinoza, 2001; Meza-Figueroa et. al., 2003).

Hacia el Silúrico-Devónico Temprano estas unidades fueron afectadas por diversos cuerpos intrusivos de composición granítica, Granitoides Esperanza, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel (Weber B. et. al., 1987). Tanto el Granitoide Esperanza como el Tronco de Totoltepec sufrieron una deformación y un metamorfismo de bajo grado.

En el Pensilvánico Tardío-Triásico se inicia el depósito en condiciones marinas de la Formación Olinalá, de forma discordante sobre el Complejo Acatlán, la cual se acumuló en un mar somero, probablemente bajo un clima cálido (evidenciado por la fauna presente en la sucesión calcárea) y en condiciones tectónicas de rápida subsidencia provocando así el depósito de rocas clásticas finas sobre la sucesión carbonatada (Flores de Dios y Buitrón, 1982).

Hacia el Pérmico-Triásico la región se vió afectada por un levantamiento epirogénico seguido por una fase volcánica (Formación Las Lluvias), cubriendo discordantemente a la Formación Olinalá, constituida por tobas e ignimbritas de composición ácida a intermedia.

Durante el Jurásico medio comienzan a depositarse, de forma discordante sobre la Formación Las Lluvias, sedimentos de origen continental, parte basal del Grupo Teconoyuca. Probablemente el levantamiento Pérmico-Triásico deformó

ligeramente a las formaciones prejurásicas provocando así una discordancia angular en la unidad suprayacente. Estas sucesiones continentales pasan gradualmente a intercalaciones marinas debido a una transgresión de los mares, en un ambiente tectónico epicontinental.

Sobreyaciendo al Grupo Teconoyuca hacia el Aptiano-Albiano, se encuentra la Formación Zicapa, la cual se depósito en un ambiente fluvial.

La transgresión de los mares epicontinentales continuaron durante el Cretácico Temprano (Albiano Medio-Cenomaniano Medio), pasando transicionalmente de la Formación Zicapa al depósito de la Formación Morelos, la cual comenzó su sedimentación en una plataforma interna de aguas someras en condiciones semi-restringidas, localizada en el interior de un arco volcánico activo que existió a lo largo del Pacífico, de baja energía, posiblemente con un clima cálido. Debido al hundimiento en el tiempo de depósito de la Formación Morelos, la acumulación de caliza fue de cuando menos de 900 m. Se piensa que la dolomitización que se observa en algunas zonas de la sucesión calcárea se debió a un proceso penecontemporáneo o diagenético y no a la precipitación de dolomita *in situ* (Fries, 1960).

En el Cenomaniano Medio y Superior, la región se vio afectada por una regresión, provocando así, una erosión o un no depósito de las calizas de la Formación Morelos; hacia el Cenomaniano Superior-Turoniano Temprano se suscitó un evento anóxico, lo que provocó un rápido ahogamiento de la plataforma, continuándose la sedimentación en el Turoniano Temprano-Medio, en condiciones de plataforma abierta, de una sucesión transicional entre la Formación Morelos y la Formación Mexcala hacia la parte este de la plataforma, y hacia el oeste de la plataforma las condiciones predominantemente pelágicas dieron por resultado un contacto discordante entre ambas formaciones. El avance de las aguas pobres en oxígeno interrumpió la acumulación de carbonatos iniciando el depósito de lodo, limo, arena y conglomerados finos que constituyen la Formación Mexcala. A finales del Cretácico inició la Orogenia Laramide, provocando que las condiciones

de hundimiento y depósito de sedimentos marinos se vieran interrumpidos por los movimientos compresivos, ocasionando la retirada de las aguas marinas. Los pliegues producidos por la orogenia afectaron tanto a la secuencia sedimentaria paleozoica como mesozoica y aparentemente hasta el basamento (Corona-Esquivel, 1981).

En el Terciario Temprano, la región se encontraba emergida y sujeta a un proceso de erosión y fracturamiento, iniciándose así el depósito de sedimentos continentales, Grupo Balsas (Eoceno-Oligoceno) que cubrió discordantemente a las secuencias anteriores, sobre todo, en las partes bajas de los sinclinales y en depresiones limitadas por fallas, con espesores muy variables.

Posteriormente, las últimas etapas de este episodio tectónico mayor, causaron el fracturamiento y alabeo de grandes bloques del Grupo Balsas. A medida que el depósito del Grupo Balsas iba disminuyendo, comenzó un vulcanismo riolítico, en el Oligoceno Tardío, originando la Formación Tlaica.

El vulcanismo riolítico fue seguido por la intrusión de cuerpos de composición granodiorítica, monzonítica, cuarzomonzonítica, tonalíticas, sieníticas y dioríticas, asociados con la culminación del arco magmático laramídico, provocando el metamorfismo de las rocas encajonantes produciendo calizas recristalizadas, mármoles y skarns.

En el Mioceno-Plioceno se deposita la Formación Coayuca en un ambiente lacustre somero en un clima semiárido, caracterizada por depósitos siliciclásticos, carbonatos y yesos.

A finales del Plioceno y principios del Pleistoceno se reactiva el fallamiento e inicia el depósito de los materiales clásticos de la Formación Cuernavaca; cesando el depósito comenzó una época de erosión hasta principios del Pleistoceno.

Posteriormente fueron extruidos los basaltos cuaternarios que forman el Grupo Chichinautzin, posiblemente a causa del desarrollo de las fallas laterales que definen la Zona Neovolcánica que atraviesa a México de occidente a oriente. Finalmente sobreyaciendo al Grupo Chichinautzin se encuentran los sedimentos más recientes, de edad Holocénica ocupando áreas restringidas.