

CAPITULO 4

***EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y TERRENOS
TECTONOESTRATIGRÁFICOS***

4.1 Evolución geológica y paleogeografía.

En la región de Tlaxiaco, Oaxaca, aflora un conjunto de rocas paleozoicas hasta el Reciente, tal como lo atestigua la columna estratigráfica regional (Fig. 2.1), las cuales se han formado bajo diferentes ambientes y procesos geológicos. A continuación se describe la evolución que ha tenido la región en estudio a lo largo del tiempo geológico.

4.1.1 Paleozoico.

El basamento del área, corresponde al Complejo Acatlán, el cual fue originado durante la fase final de un ciclo orogénico (Ortega-Gutiérrez, 1981), evidenciando el cierre de una cuenca oceánica.

Morán-Zenteno (1987) considera que el origen del Complejo Acatlán se relaciona con los efectos provocados por la colisión en el Paleozoico Tardío de los Apalaches, desplazando bloques hacia el suroeste de Norteamérica. En el área de estudio, se tiene a la Formación Cosoltepec, la cual tuvo un origen marino sedimentario de baja energía, con presencia de algunos intervalos de volcanismo. La secuencia fue posteriormente afectada por metamorfismo regional, como resultado se tienen esquistos de muscovita, y de clorita, los cuales se encuentran con lineación mineral, foliados y con un grado medio de metamorfismo

En el lapso Devónico-Pensilvánico se tiene un levantamiento muy marcado, por lo que no hay depósito de materiales, causando que la secuencia metamórfica se exhumara y quedara expuesta.

4.1.2 Mesozoico

En el Triásico se tuvo a un periodo de emersión y deformación, lo que originó que actuaran severos procesos erosivos, predominando la erosión de las zonas elevadas (horst) y depósito en las zonas bajas (grabens).

En general, durante el Jurásico Medio continuó el hundimiento de bloques debido a un proceso tectónico de tipo extensional, originándose depósitos de terrígenos en un ambiente fluvial y palustre, que cambiaron a ambientes marinos del Jurásico Superior. Esta subsidencia se debe a la apertura ocasionada por un rift continental, en que se desarrollaron sistemas de fallas normales que constituyen horst y grabens. Se originó un punto triple, en el cual dos brazos continuaron extendiéndose, mientras que uno de

ellos, interrumpió su apertura, el aulacógeno, en el se formó sistema fluvial en la región de mayor relieve y un delta en la zona de transición con el océano (Fig. 4.1).

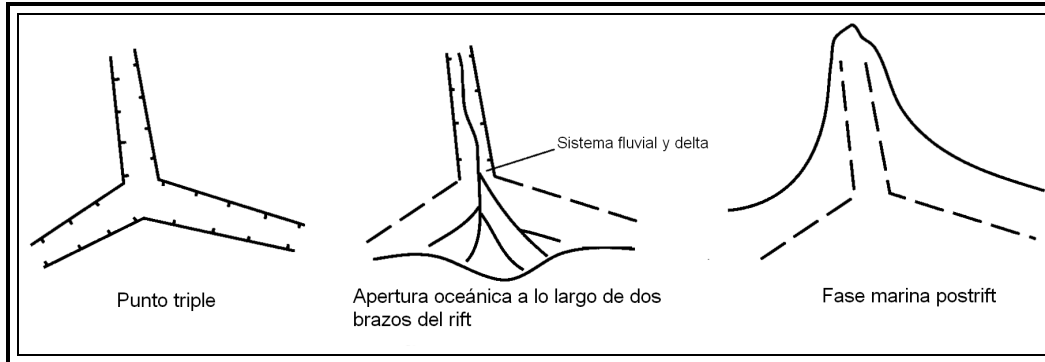


Fig. 4.1 Evolución de un punto triple, en el cual se observa el desarrollo de dos brazos y la interrupción del tercer brazo (Tomada de *Basin Analysis*, Allen, 2005).

Desde inicios del Jurásico, se interpreta la presencia de un ambiente fluvial con corrientes que transportaban material erosionado proveniente del Complejo Acatlán, debido a procesos de levantamiento, lo que ocasionó también flujos de escombros en forma de avalanchas en las zonas de mayor relieve, en las proximidades a las superficies de falla.

Estos procesos dieron origen al Conglomerado Numí, esta unidad presenta clastos con un rango de diámetro desde 7 cm hasta 45 cm; los clastos son subangulosos en su mayoría, ésto junto con su pobre clasificación y su geometría lenticular indica un ambiente de depósito de abanicos aluviales unidos como facies proximales sobre un relieve disconforme, originado por la etapa temprana de la formación de horst y grabens, donde existían fuertes pendientes que originaron también depósitos de gravedad en temporadas de lluvias correspondientes a avalanchas y flujos de escombros con materiales caóticos y lodosos con gran variedad de clastos de diferentes tamaños.

Durante el Bajociano-Calloviano se desarrolló un ambiente fluvial meándrico en un valle amplio y de baja pendiente, esta condición cambió por una subsidencia continua lo que originó llanuras de inundación y desarrollo de lagos que evolucionaron a zonas pantanosas en un área próxima a la línea de costa, por lo que, en un tiempo posterior se inició una transgresión cambiando a condiciones marinas, lo cual se incrementó al

final del Jurásico Medio, originándose una conexión entre el Océano Pacífico y el Atlántico.

En el lapso entre el Bajociano y el Batoniano ocurrió una alta actividad orgánica, sobre todo de plantas como helechos y cícadas, que corresponde con la flora fósil más común presente en el área; la vegetación más abundante se tiene en las litologías formadas en las llanuras de inundación y en los pantanos, en estos últimos la abundancia de materia orgánica propicio que durante la diagénesis se formaran importantes horizontes de carbón, el que se encuentra en la Formación Indiferenciada Zorrillo-Taberna. Dicha formación se encuentra asociada en su base a un río meándrico que después cambio a un delta; en la parte de la llanura deltaica hubo importante desarrollo de vegetación, esto se interpreta por las intercalaciones de lutitas con areniscas de grano medio a fino, los rellenos de canal y la estratificación irregular, además que las zonas de lutitas con abundantes plantas fósiles y capas de carbón que se originaron en pantanos en la zona próxima al delta.

Al mismo tiempo ocurrió un periodo de subsidencia continua, en correspondencia con el desarrollo de fallas normales originando una zona de horst y graben activos, con lo cual se tuvieron episodios de rápida sedimentación en una cuenca subsidente por lo que se pudo conservar gran cantidad de flora fósil al sepultarse por material arcilloso o limoso en temporada de menor energía. Se interpretó que ocurrió buena protección a las zonas pantanosas por medio de barras de arena, por lo que la acción de corrientes de alta energía o del oleaje fue escasa ayudando a la preservación de la materia orgánica al tener zonas protegidas de baja energía.

Al final del Jurásico se presenta un ambiente dominante marino somero, esto se interpreta con base a la disminución de material fino y el aumento de areniscas, concreciones hematíticas, y abundantes fósiles de pecípodos. En este lapso la subsidencia continuó.

Basándonos en el criterio de Fielding (1987), el carbón encontrado en el área en la Formación Zorrillo-Taberna Indiferenciadas se debió a que la sedimentación y la

subsistencia estuvieron en equilibrio, incrementándose progresivamente el espesor de los horizontes ricos en plantas.

En la parte final del Jurásico tardío se tiene un proceso de depósito de terrígenos en un ambiente de playa con influencia de corrientes fluviales, originando a la Formación Simón en un marco tectónico donde las fallas continuaron su desarrollo. Posteriormente se produjo una transgresión, originando un ambiente nerítico aun asociado a un ambiente de playa, y el depósito de la Formación Otatera. Estos procesos ocurrieron entre el Batoniano medio- tardío.

Meneses Rocha (1994) menciona dos ciclos durante el desarrollo del rift, el primero dio origen a la Formación Zorrillo-Taberna Indiferenciadas en un ambiente continental mixto, mientras que el segundo a las formaciones Otatera y Simón. Además, la transgresión tuvo un importante desarrollo y durante el Aaleniano-Batoniano temprano la subsidencia aumentó; por lo que, el nivel del mar aumentó, siendo invadidas por aguas marinas todas las zonas de topografía más bajas. En el Bathoniano se depositaron los sedimentos que corresponden a la Formación Otatera.

La transgresión marina iniciada en el Batoniano tardío continuó y aumentó durante el Calloviano, por lo que se tuvo un ambiente nerítico somero, depositándose la Formación Yucuñuti. Esta transgresión procedente del Pacífico dirigida hacia el norte y la región del Golfo (Cantú-Chapa, 1998) también está relacionada a la apertura del Océano Atlántico.

Al finalizar el Calloviano el material clástico transportado disminuyó y hubo ausencia de material volcánico; se tuvo una etapa de subsidencia en el área de Tlaxiaco que corresponde a la fase final de rompimiento del Golfo de México, originando depósitos marinos someros en una cuenca sin-rift.

Iniciando el Oxfordiano, la transgresión marina continuó, en aguas someras, presentándose una paleobahía, localizada en el extremo meridional del mar epicontinental que ocupaba parte del centro de México (Meneses Rocha, 1994), con este ciclo transgresivo disminuyó el transporte y depósito de terrígenos. Se depositaron

biomicritas fosilíferas en condiciones de alta energía constituyendo a la Caliza con *Cidaris*.

En el Cretácico Inferior hay ausencia del registro estratigráfico por erosión, sin embargo se interpreta la presencia de un ambiente de mar abierto, plataforma somera y continental; esto debido a que existen cambios horizontales y verticales entre carbonatos y terrígenos. Esta ausencia la interpreta Meneses Rocha (1994) como un proceso asociado a un movimiento tectónico desde el Tihoniano hasta el Cretácico Inferior.

En el Aptiano-Albiano hay una transgresión importante, presentándose un ambiente de aguas someras, cálidas y tranquilas, depositando gran cantidad de lodo de carbonato y aloquímicos que originaron una secuencia carbonatada que corresponde con la Formación Teposcolula. En ese tiempo la tectónica es estable coincidiendo con el enfriamiento de la corteza; originándose aumento en el nivel del mar formando una amplia plataforma somera en la que se acumularon carbonatos; los cambios texturales de las calizas se explican por la irregularidad de la superficie de la zona marina somera.

Para el Cenomaniano se interpreta un descenso en el nivel del mar, relacionado a una nueva inestabilidad tectónica (Vait et al, 1977). Al finalizar el Coniaciano y hasta el Maestrichtiano se empiezan a tener episodios de levantamiento regional, originando importantes aportes de terrígenos en un relieve contrastante, teniendo aún depósitos calcáreos pero con una mayor influencia de materiales arcillosos-arenosos.

Toda la secuencia sedimentaria del Jurásico y Cretácico fue afectada por el proceso orogénico denominado Orogenia Laramide, formándose anticlinales, sinclinales y fallas inversas que en conjunto ocasionaron un levantamiento generalizado, por lo que, se pasó a un ambiente continental del Cretácico tardío al Cenozoico temprano,

4.1.3 Cenozoico.

Carrasco (1981), menciona una discordancia angular entre las secuencias jurásicas y cretácicas con el Terciario Indiferenciado, debido a que la secuencia jurásica y cretácica fue afectada por diferentes procesos como plegamiento, fallamiento y fracturamiento,

por lo que se pasó de un ambiente de depósito marino a uno erosivo-acumulativo continental.

Los procesos endógenos originaron un relieve importante que ocasionó que el material antes depositado litificado y deformado, se erosionara, transportara y depositara en las partes inferiores de las elevaciones, dando origen a los depósitos denominados Terciario Indiferenciado.

La actividad magmática en esta área inició a mediados del Paleógeno, tanto con actividad interna (intrusivos) representada por el cuerpo intrusivo Yuni, como externa (derrames y piroclastos), representada en la Andesita Yucudaac y los materiales volcánicos denominados Terciario Indiferenciado. Los depósitos de aluvión se encuentran actualmente cubriendo las zonas más bajas y los valles presentes en la zona.

4.2 Terrenos Tectonoestratigráficos.

Un terreno tectonoestratigráfico es una entidad geológica que se caracteriza por tener una secuencia estratigráfica coherente, cuya continuidad deposicional y tectónica puede ser establecida. El conjunto litológico o secuencia estratigráfica distintiva que define al terreno, tiene una historia geológica diferente de la historia de terrenos vecinos o a el cratón más cercano.

Cuando la secuencia estratigráfica ha sido destruida por deformación intensa y/o metamorfismo, las litologías resultantes pueden definir un terreno.

Los límites de todos los terrenos, por definición, son fallas. Estos límites son discontinuidades mayores corticales; pueden ser horizontales o verticales y se reflejan en la estratigrafía o en la litología. Estas fallas pueden ser bien reconocidas o ser inferidas. Por lo general, un terreno tectonoestratigráfico presenta composiciones geoquímicas-isotópicas específicas y distintas de los terrenos/cratón adyacentes.

4.2.2 Terreno Mixteca

El área de estudio se encuentra dentro del Terreno Mixteca, el cual tiene límites tectónicos al suroeste de Tehuacán, Puebla, con el Complejo Oaxaqueño, y al sureste de Tierra Colorada, Guerrero, con el Complejo Xolapa. Los límites occidental y norte están oscurecidos por las cubiertas cretácica y cenozoica (Moran-Zenteno, 1987) (Figura 4.2).

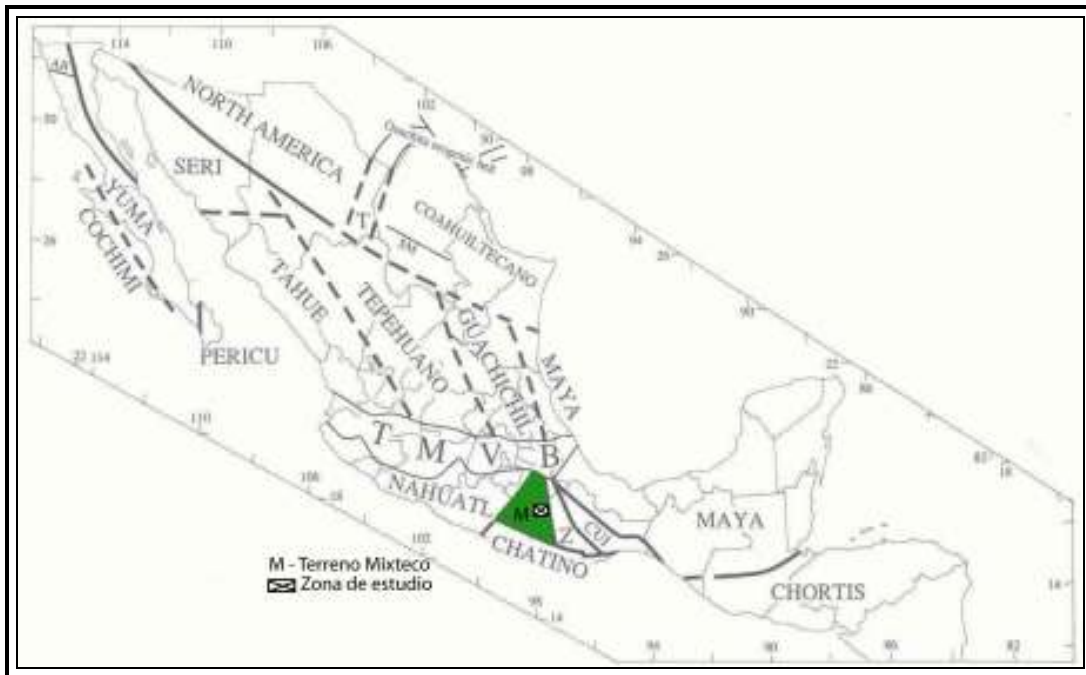


Figura 4.2. Terrenos tectonoestratigráficos de México (Tomada de Sedlock y Ortega, 1993).

El basamento metamórfico del terreno mixteca es el Complejo Acatlán, el cual está formado en términos generales por metasedimentos, esquistos, gneises, rocas verdes, metagranitos y cuerpos ofiolíticos metamorfozados. En el área de estudio aflora la Formación Cosoltepec.

Dependiendo de la unidad que corresponde al Complejo Acatlán, el grado de metamorfismo es variable, presentándose facies de esquistos verdes, eclogitas y anfibolitas (Ortega, 1978). De acuerdo a Ortega Gutierrez (1981b), el Complejo Acatlán posee características petrológicas y tectónicas que indican que se originó en el marco de

un “Ciclo Orogénico Wilson”, según lo conciben Dewey y Burke (1974). Este tipo de ciclos, en síntesis, expresan la apertura y cierre de una cuenca oceánica.

El Terreno Mixteco está compuesto por rocas del Paleozoico hasta el Paleógeno Superior (Figura 4.3).

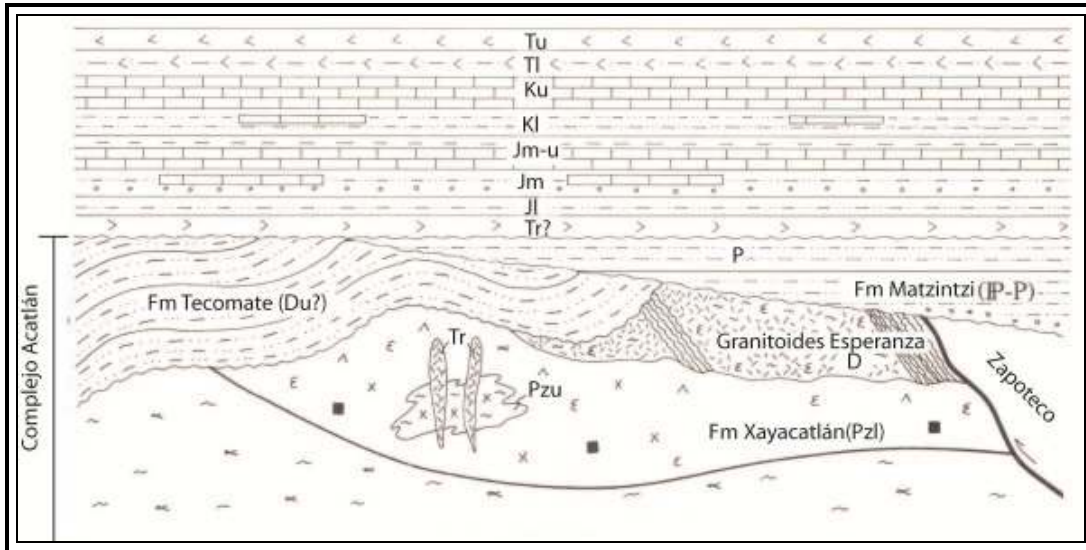


Figura 4.3.- Sección tectonoestratigráfica del terreno Mixteco. Tomada de Sedlock y Ortega (1993). Tr = Triásico, Jl = Jurásico Inferior, Jm = Jurásico Medio, Jm-u = Jurásico Medio y Superior, Kl = Cretácico Inferior, Ku = Cretácico Superior, Tl = Terciario Inferior, Tu = Terciario Superior. Tomada de Sedlock y Ortega (1993).

Armstrong, en su trabajo de 1979, asignó una edad absoluta al complejo Acatlán de 380 M. a. basándose en la posición estratigráfica y datos radiométricos. Según Ortega-Gutierrez (1978) corresponde con una edad de Cámbrico-Devónico, mientras que Talavera Mendoza (2005) reporta una edad del Devónico-Pennsylvaniano, basándose en la Formación Cosoltepec, la Migmatita Magdalena y la Formación Chazumba.

La Formación Los Arcos (Olinalá), del Pérmico, en el área de Olinalá, Guerrero, sobreyace discordantemente al Complejo Acatlán; la unidad está formada por una secuencia alternante de sedimentos terrígenos y calcáreos, lo que expresa un periodo de levantamiento acelerado y de intensa erosión ocurrido entre el Devónico y el Mississípico (Moran Zenteno, 1987).

Moran Zenteno (1987), considera, para el intervalo Pensilvánico-Pérmico, a gran parte del area del Terreno Mixteco ocurrió una plataforma marina de aguas cálidas y someras con comunicación al mar abierto. Al oeste de esta plataforma se encontraría una porción emergida en la que dominaba la sedimentación fluvial.

De acuerdo a Moran-Zenteno (1987) hay una discordancia angular entre las secuencias del Paleozoico y del Jurásico medio, lo que indica un prolongado periodo de emersión con regímenes tectónicos de compresión y tensión, y algunos episodios de volcanismo andesítico e ignimbrítico. Para el Hauterviano-Albiano se puede inferir la emersión de la mayor parte del Terreno Mixteco, con deformación tectónica en la porción norte y volcanismo andesítico en la porción central.

En la parte central del Terreno Mixteco se desarrolló a partir del Toarciano una depresión continental en la que ocurrió sedimentación fluvial, la que evolucionó gradualmente hacia una bahía marina comunicada con el Océano Pacífico.

A partir del Bajociano Inferior se reconoce el desarrollo de un complejo fluvial, sobre todo en la mitad oriental del Terreno Mixteco.

En el área de estudio ocurrió el depósito de la Formación Zorrilo-Taberna Indiferenciadas durante el Bajociano – Batoniano temprano. La litología de estas formaciones es de areniscas y lutitas con la presencia de cuerpos de carbón de hasta 1.5 m. de espesor.

El contenido de flora fósil es abundante, lo que indica una productividad orgánica alta en condiciones de circulación restringida, dando como resultado depósitos de horizontes de carbón. Estas formaciones se depositaron en ambientes fluviales, deltaicos, llanuras de inundación y pantanos, que se desarrollaron a partir de meandros abandonados, llanuras de inundación y en estuarios en una zona plana próxima a la línea de costa de ese tiempo.

La Formación Simón, depositada durante el Batoniano medio, representa ambientes depositacionales de playa y fluvial, en condiciones de una tectónica inestable en un proceso sin rift.

Para el Batoniano comenzó el depósito de la Formación Otatera; en ese tiempo la sedimentación empieza a tener mayor influencia de agua marina, lo que antecede a la transgresión marina del Jurásico Tardío. El depósito de la Formación Otatera ocurre en un ambiente nerítico asociado a una zona de playa.

La transgresión marina se generalizó a partir del Calloviano, formando una paleobahía con franca comunicación al mar abierto y probablemente conectada al Pacífico. Las inferencias paleobiogeográficas que refuerzan esta interpretación (Moran Zenteno, 1987) consideran una afinidad pacífica a la fauna de amonitas del Calloviano. El fondo de esta paleobahía experimentó un hundimiento acelerado, por el movimiento de fallas normales activas. Probablemente esta paleobahía tuvo una circulación restringida al mar abierto durante el Oxfordiano debida al desarrollo de un sistema de islas barrera.

Al final del Neocomiano ocurrió una emersión en el sector Petlalcino-Tlaxiaco, manifestada por la ausencia de unidades marinas del Barremiano-aptiano, y por la presencia de rocas volcánicas, que atestiguan vulcanismo en este tiempo.

En el área del Terreno Mixteca ocurre otra importante transgresión marina a partir del Albiano, lo que propicia el desarrollo de una plataforma calcárea en toda su extensión y hacia el área del Terreno Oaxaca, acumulándose carbonatos de plataforma de la Formación Tepozcolula.

Las condiciones de sedimentación calcárea perduraron en el occidente del terreno hasta el Coniaciano cuando se inicia el depósito de los terrígenos de la Formación Mexcala. En la franja oriental del Terreno mixteco la sedimentación calcárea persistió hasta el Maestrichtiano, pero con una mayor influencia arcillosa.

La escasez de secuencias que pudieran corresponder al Campaniano-Maestrichtiano, hacia la porción centromeridional del Terreno Mixteco, y las variaciones cronológicas

que presenta la Formación Mexcala a lo largo del Alto Río Balsas, sugieren una retirada de los mares hacia el noreste para la parte alta del Cretácico (Moran Zenteno, 1987).

De acuerdo a Morán-Zenteno (2005), los avances recientes en el conocimiento de la estructura y la estratigrafía cenozoica del sur de México, revelan una evolución caracterizada por eventos de deformación orogénica iniciados en el Cretácico Tardío, seguidos por episodios de truncamiento de la margen continental y extinción gradual del magmatismo de arco en la Sierra Madre del Sur, antes del desarrollo de la Faja Volcánica Transmexicana.

Las unidades jurásicas y cretácicas fueron afectadas por plegamiento, fallamiento y fracturamiento, por lo que se pasó de un ambiente de depósito a uno erosivo-fuente, lo que dio como consecuencia que el material antes depositado se erosionará, transportara y depositará en las partes inferiores al pie de las elevaciones, dando origen a los depósitos denominados Terciario Indiferenciado clástico.

La actividad magmática en el área de estudio inició a mediados del Paleógeno, hubo tanto actividad interna representada por el cuerpo intrusivo Yuni, como externa, representada en la Andesita Yucudaac y los materiales volcánicos denominados Terciario Indiferenciado.