



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LAS
SECUENCIAS JURÁSICAS DE LA REGIÓN DE
AYUQUILA - SANTIAGO CHILIXTLAHUACA,
OAXACA

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
INGENIERO GEÓLOGO
P R E S E N T A :
JUAN RAMÓN GRIMALDO ÁVALOS



DIRECTOR: ING. JAVIER ARELLANO GIL

CIUDAD UNIVERSITARIA, SEPTIEMBRE 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A mi familia, en especial a mis padres María de Jesús Ávalos Ávalos y Juan Ramón Grimaldo Álvarez.

Por haberme dado la vida y por su apoyo incondicional para que pudiera seguir en los buenos y malos momentos, a ustedes que fueron y seguirán siendo el motor de todo mi empeño y dedicación.

A ti que eres mi fuente de inspiración y apoyo incomparable, MFG.

Por haberme impulsado en esos últimos y difíciles momentos, previos a la culminación de este trabajo, por todo tu cariño y comprensión.

A mis sinodales: Dr. Eduardo Aguayo, M.C. Emiliano Campos, Ing. José Luis Arcos y en especial a las Doctoras Patricia Velasco de León y Alicia Silva Pineda.

Por todo su apoyo durante este proceso culminante en mi carrera.

A mi director de tesis, Ing. Javier Arellano Gil

Por todo su apoyo, paciencia, comprensión, tiempo y dedicación para realizar este trabajo.

A la Facultad de Ingeniería de la UNAM

Por permitirme estar en esta máxima casa de estudio y por darme la oportunidad de adquirir los conocimientos dentro de sus aulas.

Al proyecto PAPIIT IN106010 “Distribución de gimnospermas en el Jurásico de la región norte del Terreno Mixteco y reconstrucción paleoecológica”.

Sin el cual no hubiera sido posible la realización de este trabajo.

Y a todos aquellos que por no omitir a alguno, no los menciono, pero no dejo de agradecerles por sus atenciones hacia mi persona.

Índice

	Pág.
Agradecimientos	i
Resumen	iv
Capítulo 1. GENERALIDADES.	
1.1 Objetivo del trabajo	1
1.2 Método de trabajo	2
1.2.1 Recopilación bibliográfica	2
1.2.2 Obtención de material cartográfico y fotogeológico	3
1.2.3 Fotogeología	4
1.2.4 Trabajo de campo	5
1.2.5 Trabajo de laboratorio	6
1.2.6 Trabajo de gabinete	6
1.3 Localización	7
1.4 Vías de comunicación	8
1.5 Clima y vegetación	11
Capítulo 2 FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA	
2.1 Orografía	15
2.2 Hidrografía	19
2.3 Origen y evolución del relieve	22
Capítulo 3 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	
3.1 Paleozoico	31
3.1.1 Complejo Acatlán	31
3.2 Mesozoico	34
3.2.1 Formación Tecomazúchil	34
3.2.2 Formación Chimeco	41
3.2.3 Formación Mapache	43
3.2.4 Formación Teposcolula	45
3.2.5 Intrusivos cretácicos	47
3.3 Cenozoico	48
3.3.1 Formación Huajuapan	48
3.3.2 Rocas volcánicas cenozoicas	50
3.3.2.1 Unidad Ahuehuetitlán	50
3.3.2.2 Andesita basáltica Chila	50
3.3.2.3 Depósitos recientes	51
Capítulo 4 ESTRATIGRAFÍA LOCAL	
4.1 Columnas medidas	54
4.1.1 Columna principal	54
4.1.2 Columna de referencia	60

4.1.3 Litología	65
4.1.3.1 Análisis macroscópico	65
4.1.3.2 Análisis microscópico	66
4.1.4 Contenido fosilífero	76
4.2 Litofacies	77
4.3 Biofacies	80
4.4 Ambiente sedimentario	82
Capítulo 5 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	
5.1 Paleozoico	86
5.2 Mesozoico	87
5.3 Cenozoico	92
Capítulo 6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
6.1 Conclusiones	94
6.2 Recomendaciones	98
BIBLIOGRAFÍA	99
MAPA GEOLÓGICO	

Resumen

La secuencia jurásica continental de la región de Ayuquila-Santiago Chilixtlahuaca, en los límites de los estados de Puebla y Oaxaca, está representada por la denominada Formación Tecomazúchil. La parte basal de esta formación se compone de una intercalación de conglomerados y conglomerados arenosos. El resto de la formación está constituida por una secuencia terrígena arrítmica de colores beige a gris claro, donde predominan las capas de areniscas y areniscas conglomeráticas, incluyendo dentro de ellos y de manera esporádica, cuerpos lenticulares de conglomerados arenosos que corresponden con rellenos de canal de pequeña magnitud; se presentan intervalos de limolitas, lutitas y areniscas de grano fino con estratificación cruzada y laminación. Dentro de la litología que conforma a la Formación Tecomazúchil, los conglomerados representan el 20%, las areniscas el 55%, las limolitas el 15% y las lutitas el 10%, aproximadamente.

Se procesaron 29 láminas delgadas de rocas obtenidas en el trabajo de campo en las proximidades de San José Ayuquila y Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca, localidades pertenecientes a la Formación Tecomazúchil, al Complejo Acatlán y a un par de cuerpos ígneos que afloran en contacto con la secuencia sedimentaria. De las láminas analizadas con microscopio petrográfico binocular con luz incidente, 2 corresponden a esquistos de sericita, pertenecientes al Complejo Acatlán; 3 a granodioritas, pertenecientes al primer cuerpo ígneo que aflora; 1 a una andesita, correspondiente al segundo cuerpo ígneo que aflora en la zona; 7 sublitarenitas, 6 grauvacas líticas, 4 arenitas líticas, 1 arenita arcósica, 1 sublitarenita calcárea, 1 lutita, 1 limolita, 1 arenisca conglomerática y 1 a conglomerado arenoso; donde todas las rocas sedimentarias corresponden a la Formación Tecomazúchil.

El depósito de esta formación se dio en un ambiente sedimentario netamente continental, siendo sus fuentes principales de aporte de sedimentos, las rocas del Complejo Acatlán y detritos propios de la misma Tecomazúchil; depositados en la primera etapa de sedimentación, los cuales fueron posteriormente erosionados. La Formación Tecomazúchil presenta secuencias líticas intercaladas, como producto de un sistema fluvial con orientación general NW-SE, de tipo Donjek y Platte, que presentan litofacies de tipo Gm, Gt, St, Sp, Sh, Fl, de acuerdo con la clasificación de

litofacias de Miall (1992); con litofacias medias y distales de abanicos aluviales. Todo esto combinado con los depósitos de sedimentos finos de las llanuras de inundación y los lagos aislados generados dentro de un sistema meándrico, a lo largo de un graben originado en la fase de extensión que precedió a la apertura del Golfo de México en el Triásico – Jurásico Medio.

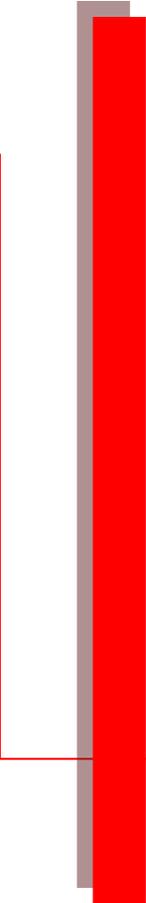
El espesor total de la columna estratigráfica medida con báculo de Jacob y cinta métrica, en los alrededores de Santiago Chilixtlahuaca, es de 705 m, siendo su contacto inferior discordante con el Complejo Acatlán, de edad paleozoica, y el contacto superior transicional con la Formación Chimeco del Jurásico Superior. La dirección preferencial de los rumbos de las rocas que conforman a la Formación Tecamazúchil es N18°W, en promedio, con un echado general hacia el noreste, que varía entre los 15 y los 45°,

Se identificaron 2 comunidades fosilíferas principales: en la base una comunidad vegetal de tipo matorral donde se encontraron presentes las bennetiales con numerosas frondas completas e incompletas pertenecientes a los géneros: *Zamites*, *Otozamites* y *Ctenis*, este último muy poco frecuente. También se registra la presencia de una probable semilla de pteridosperma. A medida que se asciende se incrementa la presencia de bennetiales, *Equisetum*, helechos (comunidad riparia) y ramas de coníferas de la familia *cheirolepidaceae* que ocuparían el estrato arbóreo formando un bosque.

La presencia de numerosos pelecípodos y gasterópodos, identificados como *Unio ogamigoensis* Kobayashi y *Pila nipponica*, permite proponer la existencia de un cuerpo de agua dulceacuícola nombrado por Mendoza-Rosales (2002), como paleolago de Chilixtlahuaca.

La edad de la Formación Tecamazúchil no es del todo precisa, puesto que los organismos fósiles encontrados dentro de ella, tienen un rango de edad bastante amplio, pero debido a que se encuentra en un contacto transicional con la Formación Chimeco del Calloviano, se le asigna una edad del Jurásico Medio entre el Bajociano y el Bathoniano.

Capítulo **1**



GENERALIDADES

1.1 Objetivo del trabajo.

Realizar el análisis estratigráfico de la secuencia jurásica continental de la región de Ayuquila-Santiago Chilixtlahuaca en el Estado de Oaxaca, con base en sus características litológicas y paleontológicas.

Metas:

- Elaborar el mapa geológico donde se muestre la distribución de la secuencia jurásica continental.
- Medir una columna estratigráfica representativa de la unidad de interés de la base a la cima.
- Interpretar el ambiente de depósito.
- Interpretar las condiciones climáticas que imperaban cuando ocurrió el depósito sedimentario con base en el estudio de fósiles.

1.2 Método de trabajo.

Para poder llevar a cabo la elaboración de esta tesis se planteó un esquema de trabajo que contempla las siguientes actividades:

- 1.2.1) Recopilación bibliográfica.
- 1.2.2) Obtención de material cartográfico y fotogeológico.
- 1.2.3) Fotogeología.
- 1.2.4) Trabajo de campo.
- 1.2.5) Trabajo de laboratorio.
- 1.2.6) Trabajo de gabinete.

1.2.1) Recopilación bibliográfica.

La recopilación bibliográfica fue la primera etapa realizada; consistió en adquirir y analizar todos los trabajos previos que se han realizado y que consisten en tesis, artículos y demás trabajos geocientíficos ligados a la zona de estudio, con el fin de tener un panorama general de las condiciones geológicas imperantes en la región. En

ellos se buscaron descripciones y análisis relacionados con el basamento, que corresponde con el complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1979;1981;1991), su cobertura mesozoica (Pérez-Ibargüengoitia et al, 1965; Alencaster y Buitrón, 1965; Silva-Pineda, 1978; Ortega-Gutiérrez, 1978; Caballero-Miranda et al., 1989; Caballero Miranda et al., 1990; Morán-Zenteno et al, 1993; Martiny et al, 2000), sus coberturas vulcanosedimentarias (Corona-Esquivel, 1981; Carrillo y Martínez, 1981; Grajales-Nishimura, 1988; Galina-Hidalgo, 1996), y en general sobre el terreno Mixteco (Sedlock et al, 1993).

Así mismo se consultaron diversos textos especializados como apoyo para la descripción de ciertos conceptos y el mejor entendimiento de otros procesos geológicos.

1.2.2) Obtención de material cartográfico y fotogeológico.

Se adquirieron las cartas topográficas de Santa Cruz Tacache (E14D13) y Huajuapán de León (E14D14), a escala 1:50,000, publicadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2000). Con base en estos mapas se delimitó la zona de interés tomando como criterios:

- Las zonas muestreadas previamente por el equipo de trabajo liderado por la Dra. María Patricia Velasco de León, Investigadora de la FES Zaragoza de la UNAM y responsable del proyecto PAPIIT IN106010: “Distribución de gimnospermas en el Jurásico de la región norte del Terreno Mixteco y reconstrucción paleoecológica”, en el cual trabajé como becario y como tesista.
- La ubicación de la localidad tipo a proponer.
- La exposición de la unidad sedimentaria tal que pudiera ser cartografiable y medida la columna estratigráfica de la zona.

El área de estudio queda comprendida dentro del cubrimiento estereoscópico de las siguientes fotografías aéreas:

INEGI; SINFA; ESCALA 1:75,000; 30 DIC 99; ZONA E14-9; LÍNEA 176; FOTOS 1,2 y 3.

INEGI; SINFA; ESCALA 1:75,000; 30 DIC 99; ZONA E14-9; LÍNEA 175; FOTOS 15,16 Y 17.

INEGI; SINFA; ESCALA 1:75,000; 30 DIC 99; ZONA E14-8; LÍNEA 172; FOTOS 3,4 Y 5.

1.2.3) Fotogeología.

La fotogeología es el proceso de interpretación de fotografías aéreas mediante la identificación de los rasgos geológicos, geomorfológicos y geohidrológicos de un área particular, analizando los diferentes cuerpos de rocas y los objetos exhibidos o reflejados por la superficie terrestre y fielmente reproducidos en la imagen fotográfica.

En esta etapa se obtuvieron, con ayuda de un estereoscopio, los contactos entre cada una de las unidades litoestratigráficas apreciables en las fotografías aéreas. Analizando los contrastes de colores, texturas, el tipo de vegetación y los patrones de drenaje que se desarrollan en cada tipo de roca, debido a sus componentes mineralógicos y texturales, se identificaron 9 unidades litoestratigráficas en la zona de estudio.

La red fluvial o patrón de drenaje, está en función de varios parámetros, entre los que destacan el escurrimiento, la topografía, la litología, la estructura geológica, la actividad tectónica, el clima y la influencia humana, entre otros factores. Dentro de la zona de estudio se identificaron 3 sectores con diferentes patrones de drenaje, ligados al tipo de roca que contienen. En la porción suroccidental del área, se presenta un patrón de drenaje de tipo dendrítico; en la porción central se encuentra un patrón de tipo anular y, en la porción nororiental se identifica un patrón de drenaje de tipo dendrítico plumiforme.

Se elaboró el mapa geológico preliminar de acuerdo con las unidades estratigráficas identificadas en las fotografías aéreas adquiridas y con la asesoría del Ing. Javier Arellano Gil, profesor de la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

1.2.4) Trabajo de campo.

Una vez establecida la zona de estudio, identificados los puntos de interés y realizada la fotogeología, el siguiente paso fue realizar el trabajo de campo, el cual consistió en hacer levantamientos geológicos de reconocimiento, verificación de puntos de interés, descripción macroscópica de las unidades litoestratigráficas expuestas, descripción de los tipos de contactos entre las unidades geológicas, obtención de muestras de mano orientadas para su posterior análisis petrográfico, obtención de muestras de fósiles para la datación relativa, descripción del relieve y la medición de dos columnas estratigráficas con uso de brújula Brunton, báculo de Jacob y cinta métrica (figura 1.1).



Figura 1.1. Medición de la columna estratigráfica usando el báculo de Jacob y cinta métrica.

De las dos columnas estratigráficas medidas en la Formación Tecamazúchil, una fue completa, desde su contacto inferior con las rocas metamórficas del Complejo Acatlán hasta su contacto superior con los depósitos de la Formación Chimeco en el área circundante al poblado de Santiago Chilixtlahuaca; la otra columna medida corresponde con la porción media de la Formación Tecamazuchil, que se encuentra expuesta en los linderos del poblado de San José Ayuquila, hacia la porción occidental de la zona de estudio.

1.2.5) Trabajo de laboratorio.

Se realizó la clasificación petrográfica de 29 muestras de rocas colectadas, con base en la observación al microscopio petrográfico de 29 láminas delgadas; de las cuales 14 se procesaron con ayuda del Sr. Salvador Reyes, antiguo encargado del laboratorio de laminación de la Facultad de Ingeniería de la UNAM y 15 se realizaron en el Instituto de Geología de la UNAM, como parte del proyecto PAPIIT IN106010: “Distribución de gimnospermas en el Jurásico de la región norte del Terreno Mixteco y reconstrucción paleoecológica”, en el que participan las doctoras María Patricia Velasco de León, investigadora de la FES Zaragoza y la Doctora Alicia Silva Pineda, Investigadora del Instituto de Geología, así como el Ing. Javier Arellano Gil, profesor de la Facultad de Ingeniería.

Para la clasificación de las láminas delgadas de roca se utilizó un microscopio petrográfico de luz incidente y platina móvil, perteneciente al laboratorio de petrología de la Facultad de Ingeniería, así como un microscopio petrográfico de luz incidente y platina móvil con cámara integrada para la toma de fotomicrografías, perteneciente al laboratorio de yacimientos minerales de la Facultad, mismo que utilicé con la asesoría del Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo.

1.2.5) Trabajo de gabinete.

La digitalización del mapa y las secciones geológicas, así como el dibujo de las columnas estratigráficas se realizó en el laboratorio de Cartografía de la Facultad, con la asesoría del Sr. Adán Castro Flores, encargado de dicho laboratorio.

1.3 Localización.

El área de estudio se localiza dentro del Distrito Huajuapán de León, en la parte noroeste del Estado de Oaxaca, en la Región Mixteca; está delimitada por el rectángulo ABCD, con una superficie de 82 kms², que forman las coordenadas UTM: A(622,588.2mE, 1,972,823.5mN), B(626,588.2mE, 1,978,764.7mN), C(611,294.1mE,

1,989,235.3mN) y D(607,352.9mE, 1,983,294.1 mN), con topografía positiva que tiene altitudes que van desde los 1500 m a 2020 m sobre el nivel del mar (figura 1.2).

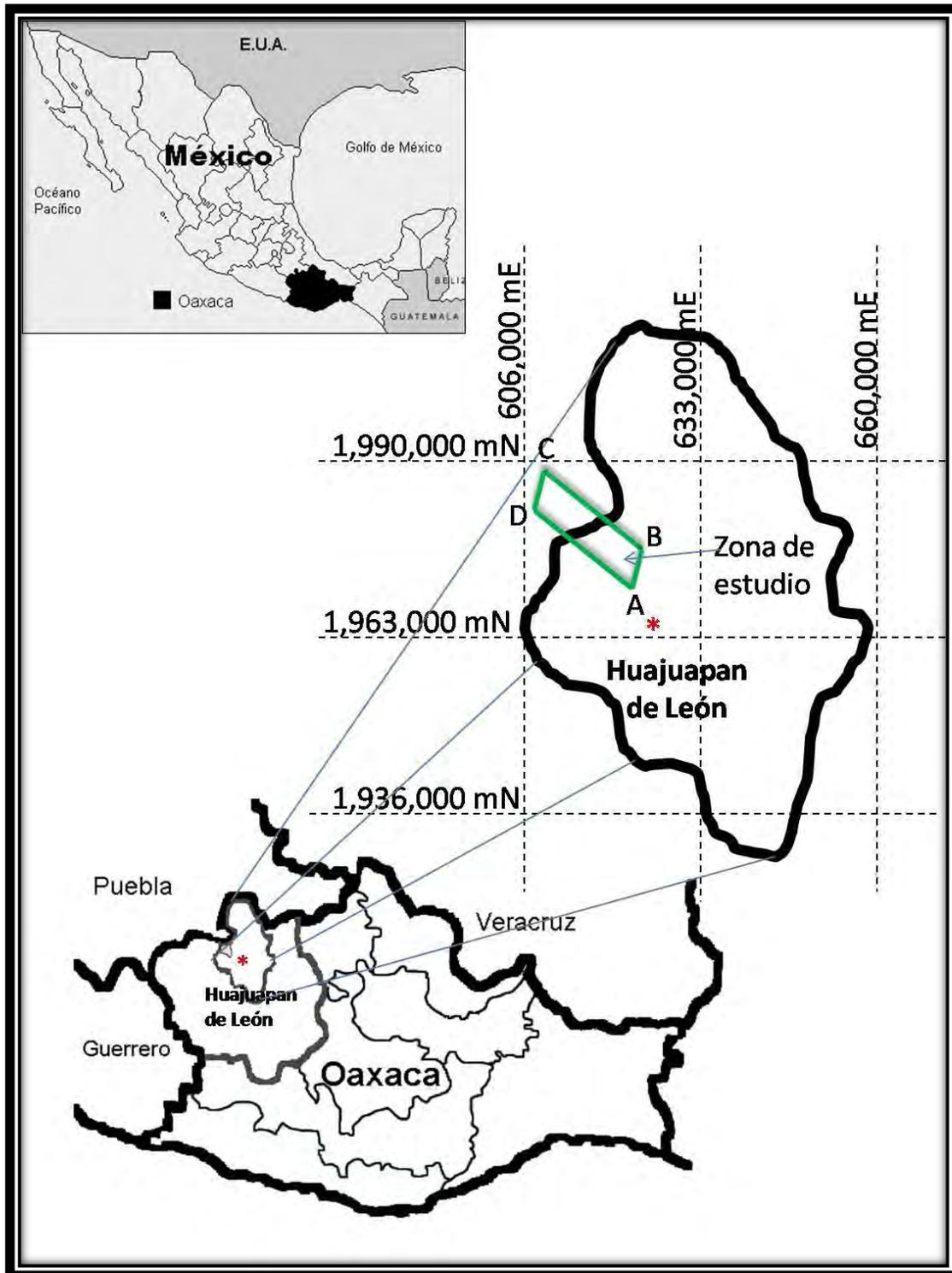


Figura 1.2. Localización de la zona de estudio.

Los poblados más importantes que están dentro de la zona de estudio y el área vecina son: Zapotitlán Palmas, Yucunduchi, Francisco Ibarra Ramos, El Limón, San José Ayuquila, Santiago Ayuquililla, Santa Ana Los Vázquez, San José Chapultepec, Guadalupe Benito Juárez, Santiago Chilixtlahuaca, San Jerónimo Silacayoapilla, Chila de las flores y Huajuapán de León; todos pertenecientes al Estado de Oaxaca.

La medición de la columna estratigráfica completa de la secuencia clástica jurásica se realizó en las cercanías del poblado Santiago Chilixtlahuaca, y la columna parcial de referencia que corresponde a la porción media de dicha secuencia, fue medida en las cercanías del poblado San José Ayuquila.

Es importante resaltar que la secuencia estratigráfica se encontraba parcialmente cubierta por parcelas de cultivo, por lo que se realizaron desplazamientos laterales sobre los rumbos de los estratos de roca con el fin de que la medición obtenida fuera lo más aproximada a la real.

1.4 Vías de comunicación.

A la zona de estudio se arriba por la carretera estatal número 45, que parte de Huajuapán de León, con destino a Mariscala, Oaxaca. A Huajuapán de León se puede llegar de dos maneras partiendo de la Ciudad de México. La primera es por los estados de Morelos y Puebla, para llegar finalmente a Oaxaca y utilizando las carreteras: Méx 095D, Méx 115D, Méx 160, y Méx 190, pasando por el entronque la Pera, Tepoztlán, Oaxtepec, Cuautla, Jantetelco, Izucar de Matamoros, Tecomatlán, Acatlán y Chila, cómo se muestra en la Figura 1.3 y se detalla en la Tabla 1.1.

Ruta de Pirámide Cuicuilco (Perisur) , Distrito Federal a Huajuapán de León , Oaxaca			
Nombre	Edo.	Carretera	Long.(km)
Periférico (Pirámide Cuicuilco - Viaducto Tlalpan)	DF	Zona Urbana	4.200
Viaducto Tlalpan (Periférico- Monumento al Caminero)	DF	Zona Urbana	2.500
Monumento al Caminero - Entronque La Pera	Mor	Mex 095D	52.340
Entronque La Pera - Tepoztlán	Mor	Mex 115D	17.080
Tepoztlán - Entronque Oaxtepec	Mor	Mex 115D	17.080
Entronque Oaxtepec - Cuautla	Mor	Mex 115D	11.000
Cuautla - Ent. Jantetelco	Mor	Mex 160	20.000
Ent. Jantetelco - Izúcar de Matamoros	Pue	Mex 160	43.000
Izúcar de Matamoros - Entronque Tecomatlán	Pue	Mex 190	59.000
Entronque Tecomatlán - Acatlán	Pue	Mex 190	28.000
Acatlán de Osorio - Chila	Pue	Mex 190	39.000
Chila - Huajuapán de León	Oax	Mex 190	25.000
Totales			318.210

Tabla 1.1. Detalle de la ruta 1 para llegar a la zona de estudio (Tomada de SCT, 2009).

La segunda forma de arribar a la zona de estudio es por el Estado de México, una porción de Tlaxcala y Puebla, para llegar finalmente a Oaxaca, utilizando las carreteras: Méx 150D, Méx 130D, Méx 150 y Méx 125, pasando por Santa Martha Acatitla, San Martín Texmelucan, Puebla, Acatzingo, Cuacnopalan, Tehuacán, Santiago Chazumba. Miltepec, Cuyotepeji y Santa María Camotlán; como se muestra en la Figura 1.3 y se detalla en la Tabla 1.2.

Ruta de Cd. De México (Zócalo) , Distrito Federal a Huajuapán de León , Oaxaca Pasando por: Santiago Chazumba , Oaxaca			
Nombre	Edo.	Carretera	Long.(km)
Cd. De México (Zócalo) - Ent. Blvd. Puerto Aéreo	DF	Zona Urbana	5.000
Calz. Ignacio Zaragoza (Blvd. Puerto Aéreo - Eje 4 Oriente)	DF	Zona Urbana	2.400
Calz. Ignacio Zaragoza (Eje 4 Oriente - Canal de San Juan)	DF	Zona Urbana	2.600
Calz. l. Zaragoza (Canal de San Juan - Santa Martha Acatitla)	DF	Zona Urbana	8.100
Santa Martha Acatitla - Entronque San Martín Texmelucan	Pue	Mex 150D	74.755
Entronque San Martín Texmelucan - Entronque Puebla	Pue	Mex 150D	32.000
Entronque Puebla - Entronque Acatzingo	Pue	Mex 150D	42.270
Entronque Acatzingo - Cuacnopalan	Pue	Mex 150D	37.000
Cuacnopalan - Entronque Tehuacán	Pue	Mex 130D	41.100
Entronque Tehuacán - Tehuacán	Pue	Mex 150	6.000
Tehuacán - Santiago Chazumba	Oax	Mex 125	65.000
SubTotal			316.230
Santiago Chazumba - Santiago Miltepec	Oax	Mex 125	29.000
Santiago Miltepec - Asunción Cuyotepeji	Oax	Mex 125	7.000
Asunción Cuyotepeji - Santa María Camotlán	Oax	Mex 125	7.000
Santa María Camotlán - Huajuapán de León	Oax	Mex 125	17.000
SubTotal			60.000
Totales			376.230

Tabla 1.2. Detalle de la ruta 2 para llegar al área de estudio (Tomada de SCT, 2009).



Figura 1.3. Rutas de llegada a Huajuapán de León y al área de estudio (modificada de SCT, 2009).

Desde la capital del Estado de Oaxaca, se puede llegar a Huajuapán de León por la autopista Méx 130D pasando por San Pablo Etlá, el entronque Nochixtlán, Coixtlahuaca; después tomando la carretera federal Méx 190 y pasando por Santiago Tejuapán, Tamazulapán, para llegar finalmente a Huajuapán de León y de ahí tomar la carretera estatal 45 para llegar a Santiago Chilixtlahuaca.

Provieniendo de la costa del Estado de Oaxaca, también se puede llegar a la zona de estudio, por las carreteras Oax 131, Méx 131 y Méx 175 para llegar a la capital del Estado y de ahí hacia Huajuapán de León, para finalmente llegar a Santiago Chilixtlahuaca.

Para verificar cual es la mejor ruta, proviniendo de cualquier otro Estado de la República Mexicana, se tiene a disposición el trazador de rutas de la Secretaría de

Comunicaciones y Transportes (SCT), cuya página electrónica es www.sct.gob.mx/carreteras, en el enlace trazador de rutas.

1.5 Clima y vegetación.

La combinación de los elementos climáticos como la temperatura, la cantidad de lluvia que se precipita en un área, así como su distribución a lo largo del año, da como resultado distintos tipos de clima. Dada la complejidad orográfica de Oaxaca, el resultado es una gran diversidad climática (Figura 1.4), producto de distintas zonas térmicas, combinadas con una distribución desigual de la lluvia y el efecto espacial diferencial de los eventos meteorológicos que afectan al estado.

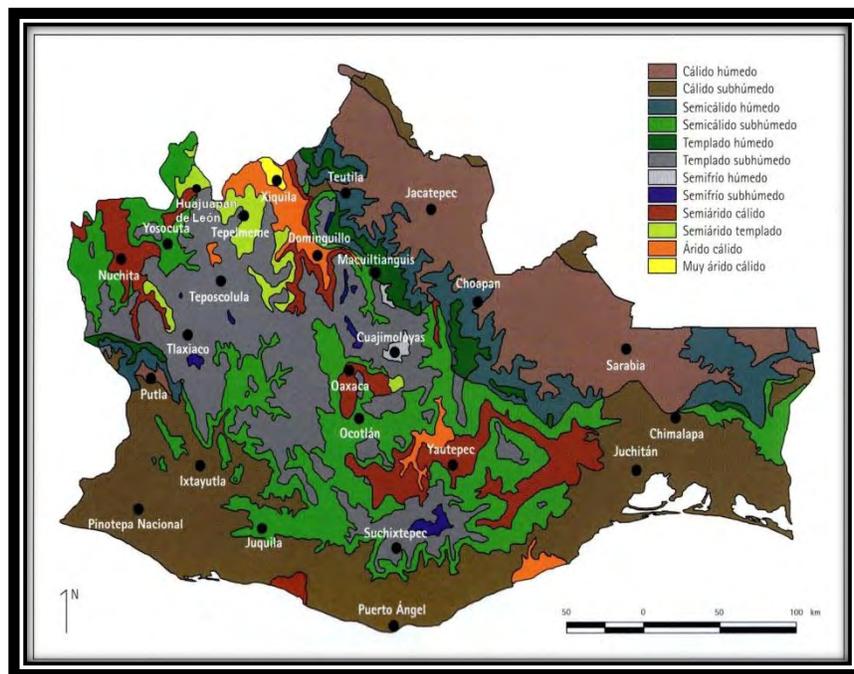


Figura 1.4. Climas del estado de Oaxaca, tomado de García-Mendoza et al, 2004.

Tradicionalmente se ha considerado al clima como uno de los factores determinantes para la distribución de la vegetación, ya que las plantas adaptadas a un régimen climático en particular ocurren en morfologías similares o en ciertas formas de

crecimiento (Caín, 1950). En general existe una correspondencia cercana entre el clima y el tipo de vegetación que se establece en una región.

La orientación de la ladera, el grado de la pendiente, las condiciones microclimáticas, las diferencias en la insolación, el tipo de roca, sus características fisicoquímicas y la disponibilidad de nutrimentos, constituyen una matriz muy heterogénea que conforma el marco ambiental en el que se desarrolla la vegetación de Oaxaca.

El municipio de Huajuapán de León, Oaxaca, queda ubicado dentro del trópico seco mexicano, cuyas características son las temperaturas elevadas combinadas con escasa lluvia. Esta combinación da como resultado un clima cálido subhúmedo con lluvias en verano variando hacia clima semicálido subhúmedo. La temperatura media anual es de 20.2°C para Huajuapán de León y de 20.7°C para Santiago Chilixtlahuaca (INEGI, 2009).

La precipitación media anual varía de 747 mm en Huajuapán de León a 854 mm en Santiago Chilixtlahuaca (INEGI, 2009). En temporada de lluvias brota una selva baja caducifolia. A pesar de ello, la vegetación predominante es xerófitas, compuesta principalmente por cactáceas, opuntias, varios tipos de matorrales y árboles característicos de las tierras áridas mexicanas, como el mezquite y el huizache, además del guapinol, aguacatillo, limaloe, palma, ceiba y hormiguillo. La fauna es también limitada, y dominan los animales propios de la tierra caliente como la serpiente de cascabel, varios géneros de mamíferos y aves.

En Oaxaca la selva baja caducifolia tiene distribución importante en el Istmo de Tehuantepec (distritos de Tehuantepec y Juchitán); los Valles Centrales (Distrito de Tlacolutla); Mixteca alta (distritos de Huajuapán de León y Coixtlahuaca), entre otros (García Mendoza et al, 2004).

Este tipo de vegetación ocupa elevaciones entre los 60 y los 1000 m, en donde el clima predominante es cálido o semicálido subhúmedo; sin embargo también se desarrolla en intervalos altitudinales de entre 1400 y 1800 m, sobre lomeríos y pendientes

pronunciadas. Los suelos donde se establecen son someros, pedregosos y pobres en vegetación, sobre un sustrato de rocas metamórficas o calizas en ocasiones expuestas.

Las escasas especies arbóreas miden de 8 a 10 m y es frecuente encontrar *Bursera simaruba*, *B. fagaroides*, *Conzattia multiflora*, *Lonchocarpus*, *Euphorbia schlehtendalii*, *Gyrocarpus mocinnoi*, *Astronum graveolens*, *Pseudosmodingium multifolium*, *Thevetia ahouai* y *Ficus spp.* Además de los arboles, las formas básicas en estas selvas son arbustos, lianas, hierbas, formas arrosetadas y cactáceas (Trejo, 1998).

En la zona de estudio también se puede encontrar izotal, matorral espinoso, cardonales, tetecheras y chaparrales, que son tipos de vegetación que se dan en suelos ricos en carbonato de calcio.

La superficie está cubierta principalmente por cambisol cálcico, que es un suelo esencialmente agrícola, pero la escasez de agua impide el desarrollo de la agricultura más allá de pequeñas huertas de subsistencia.

Capítulo **2**



FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA

En este capítulo se describen las principales formas del relieve que se tienen dentro del estado de Oaxaca y más específicamente dentro de la zona correspondiente al área de estudio de este trabajo. Se abarcan también aspectos correspondientes con la hidrografía, patrones de drenaje y la evolución del relieve.

2.1 Orografía.

El sistema montañoso de Oaxaca está formado básicamente por la convergencia de la Sierra Madre del Sur, la Sierra Madre de Oaxaca y la Sierra Atravesada, formándose de esta manera un nudo o macizo montañoso. La sierra Madre del Sur corre a lo largo de la costa del Pacífico en dirección noroeste-sureste; teniendo, como promedio, una anchura aproximada de 150 kilómetros y una altura máxima casi constante de 2 mil metros, no obstante que algunas elevaciones sobrepasan los 2,500 m. En algunas regiones es conocida como Sierra de Miahuatlán y Sierra de la Garza. La Sierra Madre del Sur penetra al estado por el Distrito de Silacayoapan y cruza a los de Huajuapán de León, Coixtlahuaca y Nochixtlán, para posteriormente unirse a la Sierra Madre de Oaxaca y formar el mencionado macizo montañoso que corresponde con el Complejo Oaxaqueño.

La Sierra de Oaxaca proviene de Puebla y Veracruz, entra en la entidad por el Distrito de Tuxtepec y corre con dirección noroeste-sureste, atravesando los distritos de Teotitlán, Cuicatlán, Ixtlán, Villa Alta y Mixe. La altura promedio de esta Sierra es de 2,500 metros; sin embargo, existen elevaciones que superan los 3 mil metros; su anchura media es de aproximadamente 75 kilómetros, siendo su longitud dentro de la entidad de unos 300 kilómetros. Dentro del territorio oaxaqueño, y conforme se extiende hacia el Istmo de Tehuantepec, recibe los nombres de Sierra de Tamazulapan, de Nochixtlán, de Huautla, de Juárez, de Ixtlán y, finalmente, de los Mixe.

La Sierra Atravesada es una prolongación de la sierra de Chiapas, como una cadena de poca elevación, ya que su altura promedio apenas rebasa los 600 metros, y de poca

extensión; Principalmente se localiza en el Distrito de Juchitán, atravesándolo de este a oeste.

Entre las principales elevaciones del Estado de Oaxaca, destacan el cerro del Cempoaltépetl con una altura de 3,396 metros sobre el nivel del mar. Esta elevación presenta la figura de un trapecio con gran cantidad de picos en la cima de donde se origina su nombre náhoa, que significa “Veinte Cerros”. En el Distrito de Ixtlán sobresalen las cumbres de El Espinazo del Diablo, Cerro Pelón, Cuajimoloyas y el Malacate; todos ellos con altitudes superiores a los 3 mil metros. En Teotitlán, el cerro de Nindú Naxinda (2,900 m), Los Frailes (2,725 m) y el cerro Rabón (1,830 m), destacan tanto por su altura como por sus peculiaridades. En el resto de la entidad se localizan otras elevaciones de importancia como el Yucunino (2,875 m) en Tlaxiaco, el Cerro Verde (2,300 m) en Coixtlahuaca, el cerro Gordo en Silacayoapan y en el Distrito de Etna las elevaciones de Cieneguilla (2,275 m), La Carbonera (2,140 m), Salomé (1,950 m) y Buenavista (1,300 m); al oeste en Juchitahuaca, las elevaciones de La Luz y Tres Cruces con 2,840 y 2,700 m respectivamente.

Debido a su carácter montañoso, el estado no cuenta con valles de extensión considerable. Sin embargo, destacan el valle de Oaxaca entre Etna y Miahuatlán; el valle de Nochixtlán, en el distrito del mismo nombre; el valle de Nejapa en Yautepec; la cañada de Cuicatlán en el límite con Puebla; los llanos de Tuxtepec y los bajos de Choapan; la meseta de Juchitán y las pequeñas planicies de Putla, Juchitahuaca, Tamazulapan, Tejúpán, Zacatepec, Chacaltongo, Tlaxiaco, Huajuapán y Coixtlahuaca.

Por la misma razón, existen un gran número de cañadas y cañones, que se forman según la disposición montañosa de la región. Entre las principales cañadas se cuentan las de Cuicatlán, la más grande del Estado y las de Cortés, Galicia y María en Tlaxiaco. El número de cañones es mayor, destacando el de la Chiquinien Tehuantepec, el de Yucuxina en Nochixtlán, el de Ixtlayutla en Jaltépec y el de Tomellín en Cuicatlán.

Existen una serie de tajos o pequeños cañones, sobresaliendo entre éstos los de Tonalá y San Sebastián del Monte en Huajuapán; Quiotepec en Cuicatlán, y El

Dentro de la zona de estudio se tiene una apreciable diversidad geomorfológica, en la que domina la topografía de cerros y lomeríos formados por rocas metamórficas de edad paleozoica (Complejo Acatlán), y algunos cuerpos intrusivos que forman bloques escalonados dispuestos en un sentido generalizado norte-sur. Complementan la geomorfología de la zona los depósitos de rocas continentales de la Formación Tecamazúchil, que tienen una inclinación promedio de 24° hacia el noreste, y que se asocian con el bloque con plegamientos de rocas sedimentarias calcáreas de las formaciones Chimeco, Mapache y Teposcolula; también se tienen secuencias estratigráficas diferenciadas compuestas de areniscas y rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Huajuapán.

Si tomamos en cuenta que los factores que modifican el relieve son, entre otros, la erosión diferencial debida a los tipos de rocas, el clima, la lluvia, la vegetación, podemos entender el origen del relieve de la zona. En la región cartografiada se cuenta con un relieve muy distintivo, pues se tiene desde lomeríos redondeados, que corresponden con las formas propias por la intemperización de los cuerpos ígneos intrusivos (Figura 2.2), hasta grandes cañadas, producto de la erosión diferencial de los diferentes cuerpos de rocas calcáreas.

Dentro del área de estudio se tienen como principal rasgo topográfico a una sierra calcárea segmentada por barrancas como el Boquerón, el Mirador y el Cerro el Otate (Figura 2.2), así como las barrancas el Jazmín y la Mora, además de algunos antiguos aparatos volcánicos con elevaciones que van entre los 1600 y los 2000 m de altura sobre el nivel del mar.

En la porción suroeste de la zona de estudio, existen lomeríos fuertemente disectados por numerosos arroyos labrados en rocas metamórficas del Complejo Acatlán y en cuerpos intrusivos, con pendientes máximas de 24°. En la porción central, las pendientes disminuyen relativamente hasta los 12° aproximadamente y se presentan lomeríos escalonados, producto de la erosión diferencial de las rocas que conforman a la Formación Tecamazúchil. En la porción noreste hay un conjunto de cerros divididos en bloques producto del plegamiento de rocas sedimentarias calcáreas pertenecientes

a las formaciones Mapache, Chimeco y Teposcolula, cuyas laderas hacia el sur son de fuertes pendientes llegando a formar escarpes con pendientes de 90°.



Figura 2.2. Fotografía que muestra una vista panorámica desde la porción sureste de la zona de estudio hacia la porción noreste, donde se aprecian los lomeríos redondeados producto de la erosión característica de los cuerpos intrusivos y las barrancas Boquerón y Boquerón Chico, que cortan a la secuencia de carbonatos del Jurásico y Cretácico.

2.2 Hidrografía.

Al igual que el sistema orográfico, el hidrográfico resulta muy complicado, por la gran cantidad de corrientes fluviales con diversos patrones debido a la gran variedad de rocas que afloran; su aprovechamiento está dirigido a su uso como agua potable y a la agricultura.

La zona de estudio queda ubicada dentro de la subprovincia de la Depresión del Balsas (figura 2.3), que a su vez forma parte de la cuenca alta del Río Balsas, al estar drenada por el Río Mixteco.



Figura 2.3. Regiones hidrológicas del estado de Oaxaca (Tomada de INEGI, 2009).

La cuenca forma parte de la vertiente del Pacífico y está constituida básicamente por tres ríos: Mixteco, Atoyac y Tehuantepec. El río Mixteco está formado principalmente por la unión de dos ramales o brazos; el primero constituido por las pequeñas corrientes procedentes de Huajuapam de León y parte del Teposcolula; el segundo está integrado por los canales provenientes de Tlaxiaco, Juxtlahuaca, Silacayoapan y Teposcolula; al unirse los dos ramales en San Sebastián del Monte se origina el río Mixteco. El primer ramal está formado principalmente por los ríos del Oro y Tejuapan, que tiene su origen en Tamazulapan; el segundo brazo lo constituyen básicamente dos corrientes, el río Mixtepec y el Juxtlahuaca.

El área de estudio está situada en la región norte de la mixteca, donde las corrientes de agua son cortas y de escaso caudal, formando generalmente arroyos intermitentes

tributarios del río Mixteco, que atraviesa el norte de Oaxaca y el sur de Puebla, para desembocar finalmente en el río Balsas; el municipio Huajuapán de León es drenado por afluentes del río Mixteco. También se encuentran el río Ramírez ubicado en el Rancho Solano, río de San Juan, ubicado cerca de la comunidad de San Juan Reyes y el río Grande que nace en Chilixtlahuaca, Oaxaca.

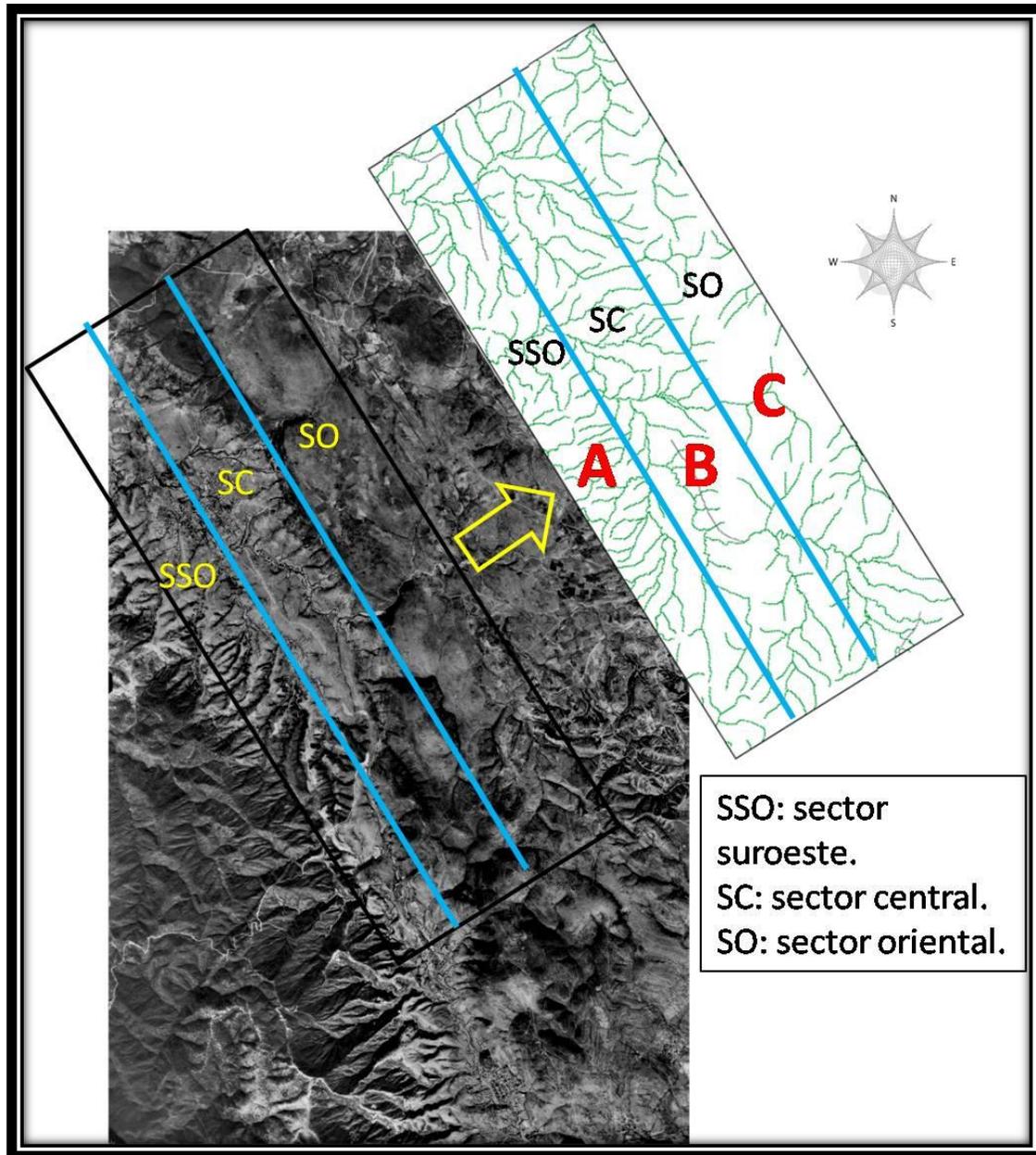


Figura 2.4. Patrones de drenaje de la zona de estudio. A)Dendrítico; B)Anular, paralelo; C)Dendrítico plumiforme.

En la zona de estudio aflora en el sector suroeste, la secuencia que corresponde al Complejo Acatlán; que al ser una unidad de roca metamórfica tiende a ser impermeable, lo que se refleja en su patrón de drenaje característico de tipo dendrítico. En la zona central y oriental se tienen secuencias de rocas clásticas de origen continental y marino, que tiene un desarrollo de drenaje menos marcado del tipo anular y paralelo, en donde parte del agua que llega a ellas se infiltra. Se puede apreciar claramente que las líneas de escorrentía llevan una dirección preferencial hacia el sureste para converger al, ya bien mencionado, río Mixteco (Figura 2.4).

Dentro de la zona de estudio se encuentran los ríos los Encinales, seco, Agua Salada, el Totole, Grande, El Boquerón Chico, El Boquerón, y El Vado; todos confluyen hacia el sureste. En todos ellos inciden las vertientes de los riachuelos, que se generan en los lomeríos y altos estructurales de la zona.

2.3 Origen y evolución del relieve.

Como bien se sabe, el Planeta Tierra es un sistema dinámico, es decir, que todo el tiempo está en constante cambio. El relieve al quedar expuesto a todos los procesos exógenos tiende a modificarse con el tiempo.

Estos procesos forman parte del ciclo de las rocas y están en gran medida controlados por el ciclo del agua y el clima dominante en cada región; la forma como ocurren es clave para comprender los diversos ciclos biogeoquímicos. Los principales agentes que modelan el paisaje son: la gravedad, el hielo, el clima, el agua, las corrientes, el viento, el oleaje y las corrientes marinas. Cada proceso actúa en determinados ambientes y da lugar a productos característicos.

Las etapas de evolución de un paisaje tienen un desarrollo complejo entre erosión y levantamiento y clima. La erosión es mayor con la elevación y disminuye cuando esta disminuye. Las tasas de erosión y levantamiento son del orden de metros / millones de años. Estas mismas etapas se aprecian e identifican en función de la topografía que

desarrollan, como lo expresa el ciclo de Davis (Figura 2.5), el relieve joven se ve marcado por zonas de erosión no tan desarrolladas, mientras que el relieve maduro presenta un gran contraste de elevaciones entre las diferentes litologías presentes en una región determinada, debido a la erosión diferencial de cada una de ellas.

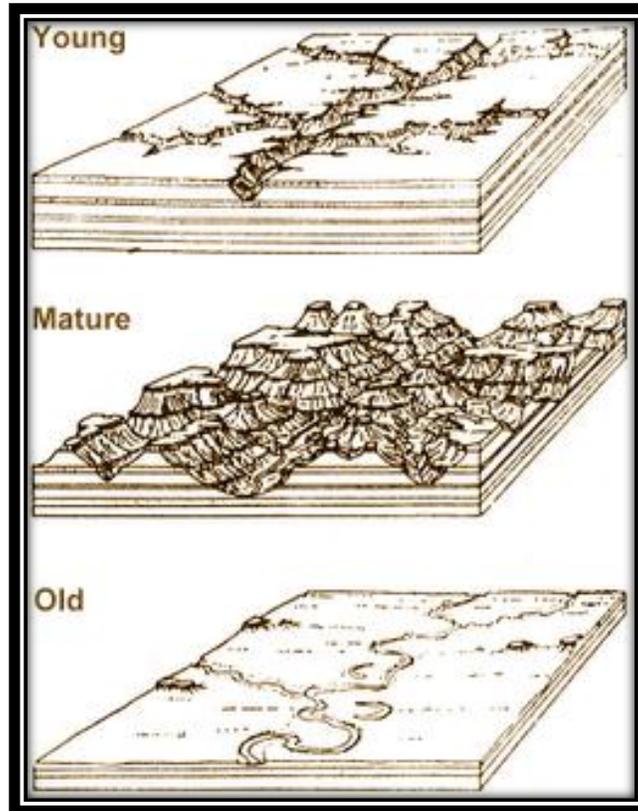


Figura 2.5. Ciclo de Davis de la evolución del relieve (tomada de Apuntes de geomorfología de Caballero-Miranda, 2009).

Como consecuencia, el relieve viejo está reflejado en zonas de planicies extensas que bien pudieron ser en algún tiempo atrás, parte de cualquiera de las otras 2 etapas del ciclo de Davis, o bien lo podrán volver a ser dentro de un tiempo futuro, por rejuvenecimiento del área.

Otro de los factores que gobiernan la evolución del relieve es el tipo de roca, su composición química, su composición mineralógica, el tamaño de sus componentes, la

textura y la fábrica. Las estructuras secundarias de las rocas determinan la pendiente de las laderas, la formación de valles, montañas y el patrón de drenaje. Todo esto en conjunto con el tipo de clima que impera en una región, proporciona los elementos necesarios para una mayor o menor intemperización de las rocas.

Los factores endógenos que intervienen en la formación de montañas son principalmente los procesos orogénicos y volcánicos; tal como es el caso de la Orogenia Larámide que tuvo lugar a finales del Cretácico y principios del Cenozoico, que generó estructuras de origen tectónico. Otro evento importante es el que generó actividad volcánica al final del Cenozoico.

De acuerdo con el ciclo de Davis, el relieve de la zona de estudio corresponde con uno del tipo maduro, puesto que presenta un gran contraste de elevaciones, patrones de drenaje bien definidos (Figura 2.4) y erosiones diferenciales de acuerdo con los tipos de roca.

En el área de estudio se pueden identificar tres sectores con contrastes morfológicos, cuyas principales características se describen a continuación:

1. Sector sureste-suroeste. En esta región se encuentran aflorando las rocas metamórficas paleozoicas del Complejo Acatlán y las rocas intrusivas que Galina-Hidalgo (1996) dató con fechas del Cretácico. Las primeras tienen una orientación general noroeste-sureste y se presentan como una serie de lomeríos, producto de la erosión de bloques altos que se formaron como resultado de fallas normales que generaron pilares y fosas. Los bloques altos fueron parcialmente erosionados por la acción del agua, por lo que se desarrolló un patrón de escurrimiento del tipo dendrítico muy denso; esto debido a que las rocas que afloran en esta porción son, principalmente, esquistos. Las segundas se emplazaron durante el Cretácico, aprovechando las zonas de debilidad generadas por los sistemas de fallas y, su erosión característica, derivó en una serie de lomeríos redondeados resistentes a la

erosión, donde los afluentes de agua fueron torneando un patrón de drenaje paralelo.

2. Sector central. Está compuesto por rocas clásticas jurásicas de la Formación Tecamazúchil, rocas carbonatadas jurásicas de las formaciones Chimeco y Mapache y rocas carbonatadas jurásicas de la Formación Teposcolula. La Formación Tecamazúchil está constituida por intercalaciones de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas, areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas; que se encuentra formando lomeríos de baja altura, en una serie de alineaciones orientadas del noroeste a sureste y con pendientes que varían entre los 18 y hasta los 40°; presentan escalones debido a la erosión diferencial lítica de sus rocas. Esto es, que las lutitas y limolitas al ser menos resistentes se erosionan más que las areniscas y los conglomerados; por lo que se crean escalones entre las intercalaciones de estas (Figura 2.6).



Figura 2.6 Fotografía que muestra la erosión diferencial entre las rocas de la Formación Tecamazúchil. Largo del martillo 33 cm.

Las formaciones Chimeco, Mapache y Teposcolula, están conformadas por rocas carbonatadas que se presentan en una serie de cerros con paredes verticales, que se pueden observar en las barrancas el Boquerón, el Boquerón Chico y el Mirador, alineadas en dirección noroeste-sureste; además de que presentan un patrón de drenaje menos desarrollado del tipo anular y paralelo.

Estas secuencias conforman las estructuras más altas de la zona de estudio, llegando a los 1960 m, las cuales se formaron por un sistema de esfuerzos compresivos, a los que fueron sometidos los depósitos de carbonatos del Jurásico Superior y parte del Cretácico; provocados por la Orogenia Larámide. Estas estructuras destacan dentro del relieve del lugar, por ser de las más altas; los arroyos más importantes que cruzan al relieve son los de las barrancas el Boquerón, el Boquerón Chico y el Mirador.

3. El sector noreste-noroeste. Está constituido por rocas detríticas y volcánicas principalmente del Cenozoico, correspondientes con la Formación Huajuapán; presenta desarrollo de un patrón de drenaje de tipo dendrítico plumiforme, que por erosión han permitido modelar cerros con elevaciones hasta los 2000 m como los que se encuentran en las inmediaciones del poblado Zapotitlán Palmas. Todas las emanaciones volcánicas del Cenozoico son, en gran parte, creadoras del relieve, al emplazarse coladas y flujos piroclásticos en la parte norte del Terreno Mixteco.

Es en los últimos 65 millones de años cuando se moldea el paisaje de Oaxaca hasta llegar a su configuración actual. Hay dos procesos principales que influyeron en la modificación del relieve en el Cuaternario, estos son: 1) La emisión de grandes volúmenes de lava que dieron lugar a sistemas montañosos, y 2) la formación de montañas y valles (pilares y fosas) debido al movimiento de grandes fallas tectónicas regionales.

Las montañas que se formaron después de la Orogenia Larámide han estado sujetas a procesos de erosión hasta quedar con elevaciones menores, sobre todo en las zonas donde se tienen rocas de menor resistencia mecánica.

En el Jurásico, la actividad tectónica produjo elevaciones y depresiones sobre las que se acumularon las secuencias sedimentarias terrígenas de la Formación Tecomazúchil.

Dentro de las zonas de debilidad en que se formaron esas estructuras positivas y negativas se emplazaron, en el Cretácico, algunos cuerpos magmáticos permitiendo otra variable para la conformación del relieve actual.

En las zonas de menor relieve ocurrió en el Cretácico, un periodo de invasión del mar, permitiendo la acumulación de las secuencias calcáreo-arcillosas y después calcáreas. Posteriormente toda la región fue afectada por un proceso de levantamiento (Orogenia Laramide), que originó una regresión marina para formar nuevamente una zona continental en la que hubo depósitos de rocas terrígenas y actividad volcánica. Los procesos volcánicos y tectónicos han afectado a toda la región; por lo que, los procesos de acumulación y erosión han modelado el relieve y la red hidrológica. Mientras el relieve continuó su proceso erosivo, en algunas zonas ocurrió el depósito de sedimentos clásticos, y en otras la actividad volcánica imperó, contribuyendo a modificaciones importantes en el relieve.

Actualmente todos estos procesos continúan de manera gradual y lo seguirán haciendo porque nuestro planeta siga siendo un cuerpo dinámico.

Capítulo **3**



ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

En este capítulo se trata lo referente a la descripción general del registro estratigráfico regional de la zona cartografiada y las características más importantes que se presentan en el área de estudio y en las áreas contiguas. Las siguientes descripciones están basadas principalmente en la bibliografía consultada sobre dicha región y se incluyen algunas observaciones propias, resultado del trabajo de campo. En el Terreno Mixteco, en la porción restringida al área de estudio de este trabajo, se presentan unidades de roca con edades que varían desde el Paleozoico Temprano hasta el Cuaternario. El basamento, de edad paleozoica, está conformado por un complejo de rocas metamórficas, nombradas por Ortega-Gutiérrez (1978) como Complejo Acatlán; sobre las cuales y de acuerdo con Caballero-Miranda (1990), se tiene la base de la cobertura sedimentaria mesozoica que está representada por la Formación Tecomazúchil; denominada así de manera informal por Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965), y que es la unidad estratigráfica estudiada con detalle en este trabajo; la secuencia clástica es de origen continental, misma que hacia el norte de la zona de estudio, se observa cubierta en forma concordante por las calizas marinas jurásicas de la Formación Chimeco, del Calloviano-Oxfordiano (Caballero-Miranda, 1990).

A la Formación Chimeco le sobreyace la Formación Mapache, que de acuerdo con Pérez Ibarguengoitia et al. (1965), es una secuencia de calizas arcillosas interestratificadas con limolitas y lutitas calcáreas. La secuencia cretácica que se encuentra sobre la Formación Mapache, corresponde a la Formación Teposcolula, que fue definida por Ferrusquía-Villafranca (1976), como una secuencia calcárea con bandas de pedernal; también del Cretácico se tiene una serie de cuerpos intrusivos de composición principalmente andesítica (Galina-Hidalgo, 1996). Finalmente, para el Cenozoico Erben (1956) definió a la Formación Huajuapán, y Ferrusquía-Villafranca (1976), Caballero Miranda (1990), Galina-Hidalgo (1996), la describen como una serie de unidades de carácter volcánico. Finalmente se tiene un conjunto de depósitos de aluvión y caliche que corresponden con la parte final de la columna estratigráfica regional (Figura 3.1).

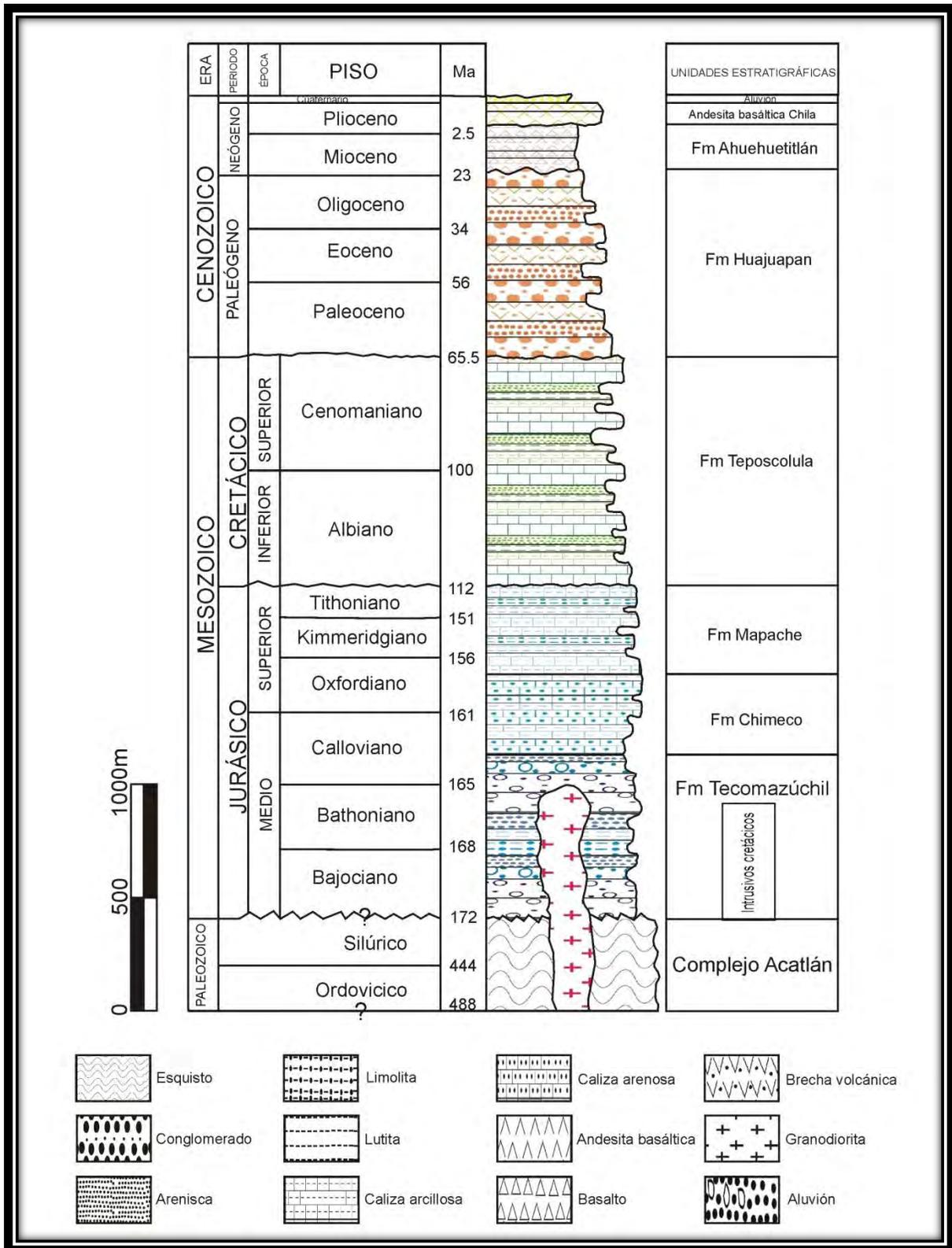


Figura 3.1. Columna estratigráfica regional de la zona de estudio. (Este trabajo)

3.1 Paleozoico.

3.1.1 Complejo Acatlán.

La unidad denominada Complejo Acatlán fue propuesta formalmente por Ortega-Gutiérrez (1978); quién propuso este nombre para los afloramientos de rocas metamórficas que se encuentran expuestos dentro de la trayectoria de la carretera federal 190 México – Oaxaca, iniciando en el entronque con la Carretera a Tecamatlán, Puebla, llegando hasta Chila de las Flores y pasando por el poblado de Petlalcingo, Puebla.

El Complejo Acatlán se extiende por más de 200 km al oeste del Complejo Oaxaqueño y está ubicado en la provincia morfotectónica de la Sierra Madre del Sur (Ortega-Gutiérrez, 1981). Es la unidad litoestratigráfica más antigua del Terreno Mixteco, siendo definida con base en un reconocimiento geológico de las rocas cristalinas expuestas en la Mixteca de los estados de Puebla y noroeste de Oaxaca; se divide litoestratigráficamente en 2 subgrupos y 3 unidades (Ortega-Gutiérrez, 1978):

- 1) Subgrupo Petlalcingo. Está compuesto por tres unidades: la Migmatita Magdalena en la base, seguida en tiempo de depósito por la Formación Chazumba, y ambas sobreyacidas por la Formación Cosoltepec. La Migmatita Magdalena se compone en su porción neosomática (anatexítica) por rocas graníticas a granodioríticas, mientras que el protolito fue, probablemente, una sucesión de lutitas calcáreas, areniscas y dolomías. La Formación Chazumba está constituida por esquistos de biotita con alto contenido de cuarzo, intercalados con bloques metagabroicos. La Formación Cosoltepec se constituye de intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas en su parte basal, esquistos de mica y granate en su porción media, y filitas alternadas con cuarcitas en la porción superior de dicha unidad (Ortega-Gutiérrez, 1981). La Formación Cosoltepec es la unidad más extensa de todo el Complejo Acatlán (Yañez et al., 1991).

- 2) Subgrupo Acateco. Incluye a 2 formaciones: Xayacatlán y Tecomate. La Formación Xayacatlán está caracterizada por metamorfismo de alta presión; se compone de esquistos de granate y mica blanca, esquistos verdes y anfibolitas, metagabros y esquistos pelíticos (Ortega-Gutiérrez, 1978), mientras que la Formación Tecomate es una secuencia de pelitas y semipelitas bandeadas, metagrauvascas, meta-arcosas, de un miembro conglomerático compuesto por cantos deformados, principalmente graníticos y volcánicos; otro miembro está compuesto por metacaliza con fragmentos de invertebrados marinos y crinoides fósiles (Ortega-Gutiérrez 1978). La edad del depósito es probablemente Devónico Medio-Tardío, con base en la presencia de fósiles del Cámbrico a pre-Mississípico (crinoides) y por la presencia de clastos de los granitoides Esperanza del Silúrico- Ordovícico (Yáñez et al., 1991).
- 3) Unidad Granitoides Esperanza. Constituida por rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas que están en contacto con el subgrupo Acateco, con una relación de aparente intrusión. De acuerdo con Hernández-Espriú et al. (2002), los Granitoides Esperanza se encuentran representados, en su gran mayoría, por una roca compacta de color parda clara con tonos rosas compuesta por un metagranito con megacrystales de ortoclasa, albita metamórfica, mica blanca, granate, clorita, escasa turmalina y rutilo. Los megacrystales de feldespato alcalino se pueden distinguir elongados y fuertemente deformados, producto de la alta deformación en condiciones dúctiles, a la que estuvieron sometidas estas rocas a lo largo de su compleja historia geológica.
- 4) Unidad Tronco de Totoltepec. Descrito y nombrado por Fries y colaboradores en 1970, como un cuerpo intrusivo clasificado como trondhjemitita.
- 5) Unidad Diques San Miguel. Intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita.

Los fechamientos de las unidades litoestratigráficas que conforman este complejo han sido variados, por lo que existe debate entre los autores que las han estudiado; ya que

las edades reportadas van desde el Precámbrico Tardío hasta el Pérmico (Frías y Rincón-Orta, 1955; Frías et al., 1960 y 1970; Halpern et al., 1974; Ruiz-Castellanos, 1979; Cserna et al., 1980). La edad precisa de este Complejo no se conoce, no obstante la mayoría de los fechamientos obtenidos se encuentran entre el Cámbrico y Devónico, con dos isócronas de Rb-Sr correspondientes al Ordovícico (Ruiz-Castellanos, 1979) y una al Devónico (Cserna et al., 1980).

En la zona de trabajo, el Complejo Acatlán aflora en la parte sur, presentando una litología de esquisto de muscovita color beige que presenta concreciones de cuarzo y la foliación característica de los esquistos (Figura 3.2). La orientación preferencial de foliación del esquisto de muscovita es hacia el N16°W con una inclinación que varía entre 28 y 45°.



Figura 3.2. Fotografía de un afloramiento de esquisto de muscovita del Complejo Acatlán (Largo del martillo 32.5 cm)

Sobre el Complejo Acatlán, en la zona de estudio, en las proximidades de Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca, descansa de manera discordante la secuencia sedimentaria de origen continental del Jurásico Superior, nombrada por Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) como Formación Tecamazúchil, aunque este autor la describió en el área de Petlalcingo, Puebla.

Entre el Complejo Acatlán y la secuencia sedimentaria del Jurásico, hay una serie de cuerpos intrusivos granodioríticos, que podrían haberse emplazado aprovechando las zonas de debilidad generadas por el sistema de fallas laterales que afectan a la mayor parte del Terreno Mixteco.

3.2 Mesozoico.

3.2.1 Formación Tecamazúchil.

Pérez Ibarguengoitia y colaboradores (1965), definieron de manera informal a la Formación Tecamazúchil como una intercalación de areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados, de origen continental que afloran en las cercanías de Texcalapa, Puebla; dando como localidad tipo el río Tecamazúchil, donde aflora dicha secuencia. Esta unidad constituye la base de la columna sedimentaria mesozoica del área de estudio.

En este trabajo se propone como sección tipo, a la columna estratigráfica medida con báculo y cinta en Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca; donde, debido a su extensión, se aprecia que la unidad estratigráfica es cartografiable a escala 1:25,000 y aflora de su base a su cima, tal como lo establece Código Estratigráfico Norteamericano (2005), para poder nombrar de manera formal a una Formación Geológica.

La litología de que se compone la Formación Tecamazúchil corresponde con una secuencia de intercalaciones de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas, cuyo contenido fosilífero la sitúa dentro del Jurásico Medio. De acuerdo con Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) y Caballero-Miranda et al. (1989), hacia la parte basal de lo que ellos denominaron Formación Tecamazúchil, a la altura de Petlalcingo, y en San José Chapultepec-Texcalapa se encuentran grandes capas de conglomerados con fragmentos de roca elongados cuyos ejes largos son de hasta 25 cm, principalmente de cuarzo metamórfico y en menor proporción de rocas metamórficas y areniscas, incluidos en una matriz arenosa, que

alternan con capas de areniscas conglomeráticas. Los autores citados sugieren que esta unidad se considere como una unidad estratigráfica separada.

Para este trabajo, se midieron dos columnas estratigráficas: una completa en los alrededores del poblado Santiago Chilixtlahuaca y una parcial en las inmediaciones del poblado San José Ayuquila, Oaxaca.

La medición de la sección tipo se realizó en dos porciones, la primera al noreste de Santiago Chilixtlahuaca, iniciando en el punto de coordenadas UTM (617,661 mE, 1,979,991 mN) y la segunda al suroeste del mismo poblado, iniciando en el punto de coordenadas UTM (617,747 mE, 1,978,105 mN), no incluyendo la unidad de conglomerado mencionada en el párrafo anterior, por ausencia; se inició la medición a partir de un contacto inferior con el Complejo Acatlán.

La parte basal de la formación presenta una intercalación de conglomerados arenosos y areniscas conglomeráticas, con estratos que varían en espesor, entre los 40 cm y hasta 1.2 m. Estas intercalaciones descansan sobre el Complejo Acatlán de forma paralela a la orientación de la foliación.

El resto de la formación está constituida por una secuencia terrígena arrítmica de colores beige a gris claro, donde predominan las capas de areniscas y areniscas conglomeráticas, con espesores que varían entre los 20 y hasta los 60 cm, incluyendo dentro de ellos de manera esporádica, cuerpos lenticulares de conglomerados arenosos que corresponden con rellenos de canal de pequeña magnitud. De forma incipiente se presentan intervalos de limolitas, lutitas y areniscas de grano fino de mayor espesor en las que Mendoza-Rosales (2002), reporta la presencia de gasterópodos del Jurásico en las cercanías de Santiago Chilixtlahuaca, Silva-Pineda (1978) reporta la presencia de flora fósil, a partir de muestras recolectadas en las inmediaciones de Texcalapa y Ayuquila y Velasco-de León 2009 (comunicación personal) ha identificado nueva flora fósil.

Los cambios en la energía del depósito es uno de los factores que influyeron en la acumulación de los distintos tipos de roca; se aprecian eventos, tanto de aumento

como disminución de la misma. Estas variaciones de energía se ven reflejados en las intercalaciones de conglomerados con areniscas que varían en granulometría desde muy gruesas hasta las finas e incluso horizontes de limolitas y lutitas.

El rumbo preferencial de los estratos que conforman a la Formación Tecomazúchil, en el área de estudio es de N18°W, en promedio, con un echado general hacia el noreste, mismo que varía entre los 15 y los 45°. El contacto superior de la Formación Tecomazúchil es transicional con la Formación Chimeco del Jurásico Superior, en donde se tiene una intercalación de areniscas de grano fino y medio con un cambio de colores de rojo a gris y gris claro, conforme va aumentando el contenido de carbonato de calcio.

Análisis litológico.

A continuación se describen las principales características de las diferentes litologías que constituyen a la Formación Tecomazúchil.

Lutitas. Constituyen aproximadamente el 10% del total de rocas de la formación; presentan una variación de colores, desde rojizos, pasando por amarillos claros y hasta pardos oscuros. Presentan una gran cantidad de restos de flora fósil y horizontes carbonosos.

Limolitas. El diámetro de los sedimentos que conforman estas rocas varían desde 1/256 mm y hasta 1/69 mm. En éstas, predominan los colores beige a gris claro, con algunos horizontes verdosos; representan el 15%, aproximadamente, del total de rocas medidas para la columna estratigráfica de la Formación Tecomazúchil. Algunos intervalos contienen flora fósil y carbón.

Areniscas. Los sedimentos que conforman a estas rocas varían de 1/69 mm a 2mm de diámetro; en las areniscas conglomeráticas se tienen clastos que llegan hasta los 5 mm. Presentan un color pardo claro, en su mayoría, y colores rojizos y blancos hacia la cima de la secuencia sedimentaria. Representan aproximadamente el 50% de las rocas que conforman a la Formación Tecomazúchil y se presentan en intercalaciones en

toda su variedad de granulometrías, relacionándose éstas directamente con los cambios de energía al momento de su depósito; se tienen areniscas de grano fino, medio y grueso e incluso areniscas conglomeráticas. Algunos horizontes contienen restos de troncos y restos de hojas. Los clastos identificables que conforman a las areniscas son principalmente de cuarzo metamórfico, subredondeados a subangulosos, de hasta 2 mm; algunas capas presentan en promedio 6% de matriz arcillosa y otras poco más del 15%, por lo que se consideran grauvacas, esto se aprecia en las laminas delgadas. El cementante persistente en las areniscas y grauvacas de la Formación Tecomazúchil, es sílice, carbonato de calcio y óxido de hierro. Las porciones más finas presentan estratificación cruzada, lo que denota cambios en la dirección del aporte.

Conglomerados. Representan el 25% restante de la Formación Tecomazúchil; presentan colores que varían del gris claro al pardo claro; están conformados por clastos de esquistos, cuarzo metamórfico subredondeado, restos de areniscas, lutitas y limolitas con diámetros de hasta 5 cm; todos estos, soportados en una matriz arenosa de grano medio a grueso; los espesores de estos cuerpos de conglomerados varían desde los 40 cm y hasta 1.2 m.

Existen algunas porciones que se clasifican como conglomerados arenosos y se presentan debido a las variaciones de energía, al momento del aporte de los sedimentos. Durante toda la medición de la columna estratigráfica se encontraron cuerpos lenticulares asociados a rellenos de canal, cuya litología dominante es de conglomerados arenosos, constituidos principalmente por cuarzo metamórfico, subredondeados, con diámetros hasta de 2.5 cm, fragmentos de esquistos y areniscas, todos en una matriz arenosa de tamaño medio a grueso. El espesor máximo de estos cuerpos es de 1 m.

Contenido fosilífero.

En las porciones más finas de esta formación se observa abundancia de flora fósil, misma que fue estudiada por Silva-Pineda (1978), quien reporta ejemplares colectados de las inmediaciones de Texcalapa y Ayuquila, Oaxaca:

- Tallos de equisetales de especies intermedias.
- *Equisetum rajmahalensis*.
- *Piazopteris branneri*.
- *Gonatosorus nathorstii*.
- *Sagenopteris sp. Aff. nilssoniana*.
- *Nilssonia macrophylla*.
- *Williamsonia nathorstii* Wieland.
- *Williamsonia netzahualcoyotlii* Wieland.
- *Zamites Tribulosus* Parson.
- *Ptilophyllum acutifolium*
- *Ptilophyllum cutchense*

Velasco-De León, en el 2010 (comunicación personal), reporta la presencia de Bennettitales, semilla de *pteridosperma*, frondas de *Ctenis*, frondas de *Anomozamites*, conos de *Williamsonia*, madera de coníferas, ramas de *Brachyphyllum*, pelecípodos de agua dulce, *Bennettitales (Ptillophyllum)*, *Zamites* y abundancia de troncos.

Mendoza-Rosales (2002), reporta por primera vez la presencia de gasterópodos de agua dulce, tales como *Unio ogamigoensis Kobayashi and Suzuki* y *Pila(Turbinicola?) nipponica Kobayashi* y *Suzuki* respectivamente, correspondientes al Jurásico Medio.

Espesor.

Caballero-Miranda et al. (1989), reportan un espesor de 600 m, para la Formación Tecomazúchil, en la sección que aflora a lo largo de la carretera que llega a San Francisco, Yosocuta, Oaxaca; sin medir la porción superior, la que estimaron del orden de 150 m. En las cercanías de Texcalapa, Puebla, el espesor reportado es de

735 m (Pérez-Ibarguengoitia *et al.*, 1960.); 135 m de los cuales corresponden a un conglomerado basal. Sin embargo, estos autores afirman que esta formación no está expuesta en su totalidad y calculan un espesor máximo de 1200 m.

En este trabajo se realizó la medición con báculo y cinta métrica de una sección completa de la Formación Tecomazúchil, desde la base en el contacto con el Complejo Acatlán, hasta la cima en el contacto con la Formación Chimeco; dando como resultado un espesor de 705m en las proximidades hacia el oriente del poblado Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca.

Ambiente de depósito.

El ambiente de depósito que propone Caballero-Miranda (1990), es el de un sistema fluvial con desarrollo de canales y posibles intercalaciones de abanicos aluviales en facies distales, además del desarrollo de planicies de inundación; ambos dispuestos de manera entrelazada. La autora citada menciona que el conglomerado basal observado en el sector Texcalapa-Ayuquila, puede corresponder a una fase inicial de abanicos aluviales en facies proximales, depositados en el límite de un bloque alto y una fosa tectónica.

El ambiente de depósito propuesto para este trabajo, es el de un sistema fluvial con desarrollo de barras, combinado con el desarrollo de sistemas meándricos; ambos con una orientación general NW-SE, que se intercalan cíclicamente con facies medias y distales de abanicos aluviales y llanuras de inundación, dentro de un graben con la misma orientación.

Mendoza-Rosales (2002), propone la presencia de cuerpos lacustres, con condiciones favorables para el desarrollo de comunidades de gasterópodos y bivalvos, dentro de un lapso indeterminado del Jurásico Medio, drenado por un río con abundante carga de sedimentos arcillosos.

Las principales fuentes del aporte de sedimentos de la Formación Tecomázuchil fueron las rocas del Complejo Acatlán y clastos de la base de esta misma secuencia, expuestas a la erosión. Estos fueron depositados a lo largo de un graben generado por un sistema de fallas, producto de la deformación por extensión relacionada con la disgregación de la Pangea (Caballero-Miranda et al., 1989).

La flora fósil encontrada en los estratos de granulometría más fina, denota un ambiente de depósito en condiciones de clima cálido y húmedo, con menor energía, acumulada después de intensos periodos de precipitación pluvial.

Relaciones estratigráficas y correlación.

El contacto inferior de la Formación Tecomazúchil es con el Complejo Acatlán de manera discordante y por medio de un sistema de fallas laterales, producto de la tectónica imperante en la zona de estudio. El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Chimeco y discordante de bajo ángulo, con las rocas mesozoicas de la Formación Teposcolula y de la Unidad Solano.

Debido a que los alcances estratigráficos de la flora fósil encontrada dentro de la Formación Tecomazúchil, son bastante amplios, no se puede determinar la edad precisa de la misma, pero considerando que su contacto superior es transicional con rocas marinas del Oxfordiano de la Formación Chimeco, se le puede situar en el Jurásico Medio y se considera contemporánea, por lo menos y en parte, con el Grupo Tecocoyunca (Caballero-Miranda, 1990).

3.2.2 Formación Chimeco.

Sobreyaciendo a la Formación Tecomazúchil se encuentran dos conjuntos de rocas de origen marino del Jurásico Superior: el primero conocido como Formación Chimeco y el segundo, conocido como Formación Mapache, de 600 m de espesor máximo entre

ambas formaciones (área de Texcalapa, Puebla), y que se acuña hacia Santiago Chilixtlahuaca (Pérez-Ibarguengoitia, 1965).

Al oeste de Huajuapán de León, (Caballero-Miranda, 1990), aflora otro conjunto de rocas de origen marino del Jurásico Superior, llamada Unidad Solano. Fuera del área cartografiada, al norte, en el sector Ixcaquixtla-Totoltepec, el registro del Jurásico Superior marino está ausente y al sur, en el sector Tezoatlán-Santa María Tindú, se presenta un paquete de calizas oxfordianas conocido como "Caliza con *Cidaris*".

De acuerdo con Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965), la Formación Chimeco se compone de una secuencia de capas de calizas con un espesor que varía de 100 y hasta 350m, que se encuentra sobre la Formación Tecamazúchil en contacto transicional; subyacen concordantemente a la Formación Mapache en su localidad tipo, situada entre Petlalcingo y Texcalapa.

La litología de esta formación está constituida, en la parte inferior, por calizas arenosas, areniscas calcáreas y ooespatita, mientras que en la parte superior está constituida por caliza arenosa y caliza arcillosa, con equinoides, pelecípodos y rellenos de gusanos (Pérez-Ibarguengoitia et al., 1965).

De acuerdo a Caballero-Miranda (1989), en la base de esta formación se observa, en la región sur, un cuerpo delgado, no reportado previamente, constituido por limolita arenosa y lutita de color púrpura con porciones verdosas; el cual resulta de gran utilidad como marcador para reconocer las repeticiones, debido al fallamiento de tipo normal, al que fueron sometidas las formaciones Chimeco y Mapache, como se puede observar en la región de Chila, donde también hay fallamientos en afloramientos de la Marga Tilantongo (Erben, 1965a), sin reconocer esta secuencia jurásica.

Alancaster y Buitrón (1965), determinaron la edad de esta formación como oxfordiana debido a la presencia de equinoides de la especie *Cidaris submarginata* y los siguientes pelecípodos: *Cucullaea* sp., *Parallelodon (Grammatodon) montanayensis*, *Modiola maloniana*, *Pinna quadrifrons*, *Lima comatulicostosa*, *Gryphaea mexicana*, *Myophorella* (sinon. *Trigonia*) *sologureni*, *Astarte posticalva*, *Eomiodon microphyes* y

Pholadomya hemicardia, *Ph. protei* y *Ph. Fidicula*. Varios de estos pelecípodos son de habitats litorales como la *Modiola sp.* y *Pinna sp.*, que son mitílidos, grupo que se caracteriza por ser euryhalinos tolerantes a rangos de salinidad que varían desde la salinidad marina normal a salinidades de aguas salobres (Raup y Stanley, 1978).

De acuerdo con Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965), todos los fósiles se encuentran en la parte superior de la formación. No obstante también se han encontrado organismos estenohalinos que solo toleran aguas salinas marinas con angostos rangos de variabilidad, como los *Cidaris sp.*

Por las características descritas de la fauna encontrada y la litología, sugieren un ambiente litoral de alta energía en un inicio, con aporte de corrientes fluviales, lo que proporcionó los sedimentos suficientes para el depósito de las lutitas y limolitas arenosas de la base y el desarrollo de oospatitas además de la ausencia de fósiles en la parte inferior. Después, la energía fue menor, con influencia de aguas dulces, en las cercanías de la desembocadura de una corriente fluvial, la que aportó mayor proporción de material fino al final, en virtud de la mayor cantidad de arcilla existente en la parte superior de la formación, lo que permitió una mayor preservación de restos orgánicos. Estos aportes fueron de menor influencia durante ciertos intervalos, de manera que, pudieron desarrollarse los equinoides, que son intolerantes a las aguas salobres. La ausencia de amonitas y otros organismos planctónicos denota una comunicación sumamente restringida al mar abierto (Caballero-Miranda et al., 1989).

3.2.3 Formación Mapache.

Esta formación consiste de una secuencia calcáreo-arcillosa, de espesor máximo aproximado de 389 m, que sobryace concordantemente a la Formación Chimeco y

subyace discordantemente a una secuencia de calizas del Albiano-Cenomaniano. Su localidad tipo es la Barranca del Mapache que se ubica entre Petlalcingo y Texcalapa (Pérez-Ibargüengoitia et al., 1965).

La Formación Mapache consta de capas de calizas arcillosas con intercalaciones de limolitas y lutitas calcáreas en la parte superior de la unidad; presenta niveles conformados por abundantes moldes internos de pelecípodos, que constituyen una biomicrudita. Su espesor varía de 150 y hasta 380 m y se acuña hacia el sur hasta desaparecer (Pérez-Ibargüengoitia et al., 1965).

La fauna reportada, en el área Texcalapa-Petalcingo, por Alencaster y Buitrón (1965), es indicativa del Kimmeridgiano. Dentro de ella se incluyen los siguientes organismos de la Tabla 3.1:

Pelecípodos	<ul style="list-style-type: none"> ➤ <i>Tancredia autissioderensis</i> ➤ <i>Arctica coteri</i> ➤ <i>Lucina potosina</i> ➤ <i>L. balmensis</i> ➤ <i>Unicardium excentricum</i> ➤ <i>Tapes cuneovatus</i> ➤ <i>Pleuromya inconstants</i> ➤ <i>Anatina sp.</i>
Braquiópodos	<ul style="list-style-type: none"> ➤ <i>Rhynconella arellanoi</i>
Gasterópodos	<ul style="list-style-type: none"> ➤ <i>Trachynerita nodilirata</i> ➤ <i>Purpuroidea acatlana</i> ➤ <i>Harpagodes oceani</i>
Corales	<ul style="list-style-type: none"> ➤ <i>Isastrea sp.</i>
Amonitas	<ul style="list-style-type: none"> ➤ <i>Idoceras sp.</i> ➤ <i>Decipia sp.</i>

Tabla 3.1. Fauna reportada dentro de la Formación Mapache por Alencaster y Buitrón (1965).

Considerando que la mayoría de los organismos mencionados en la Tabla 3.1, a excepción de los amonites; son indicativos de aguas someras cercanas a la costa y que la litología está dada por capas de caliza arcillosa intercaladas con capas de limolitas y lutitas calcáreas, se infiere un ambiente cercano a la costa, de aguas tranquilas como el

de una laguna litoral con comunicación intermitente al mar abierto y con aportes fluviales de material fino.

De acuerdo con Caballero-Miranda (1990), un cambio de facies de esta Formación ocurre a la altura del poblado Solano, al oeste de Huajuapán de León; por lo que, dicha autora, propone de manera informal a la Unidad Solano, como una secuencia de calizas, calizas arcillosas y margas. Según la autora, la litología dominante de la Unidad Solano, es caliza de textura mudstone a wackestone, localmente recristalizada o dolomitizada. En su parte media-superior alterna con caliza arcillosa, marga y caliza negra, con gran contenido de materia orgánica, con presencia de kerógeno sapropélico amorfo, aparentemente derivado de algas (López-Ticha, 1985). En todas las litologías se observa estructura laminar, y en las capas más calcáreas; la laminación está contorsionada. Entre los estratos se observan valvas sueltas de pelecípodos que se encuentran en posición normal e invertida; también son frecuentes los nódulos de Cenomaniano, que por la geometría del contacto entre ambas unidades, Caballero-Miranda (1990), lo infiere discordante. La Unidad Solano se encuentra en gran parte cubierta por clásticos terciarios correspondientes a la Formación Huajuapán, lo que impide observar con claridad sus contactos y su patrón estructural. Debido a lo anterior, su espesor no pudo ser medido, no obstante, la misma autora lo estima del orden de 500 m.

Esta unidad se asigna a la parte más alta del Jurásico Superior, por la presencia de los amonites *Virgatosphinctes* sp. y *Substeueroceras* sp., procedentes del sector San Jerónimo Silacayoapilla-Solano y reportados por la autora antes citada. Las características litológicas y contenido fosilífero permiten interpretar el ambiente de depósito, como marino, de aguas tranquilas con comunicación al mar abierto, donde ocurrieron posibles episodios de rápida sedimentación, lo que propició la conservación de materia orgánica (Caballero-Miranda et al., 1989).

3.2.4 Formación Teposcolula.

Salas (1949), fue el primero en proponer informalmente a la Formación Teposcolula, asignándola al Jurásico Superior sin señalar evidencias; el mismo manejo le dio Erben (1956b), quien la asignó al Oxfordiano, de igual manera y sin evidencias.

Posteriormente Ferrusquía-Villafranca (1976), la describe y define formalmente reportando la presencia de diversos géneros de foraminíferos, tintinidos, gasterópodos y pelecípodos, todos del Cretácico. El autor sugiere como más probable que este grupo de organismos representen el intervalo Albiano-Coniaciano.

De acuerdo con Caballero Miranda (1990), en el área estudiada, se distinguen dos partes. La primera y más ampliamente expuesta, es esencialmente calcárea, con cuerpos de calizas de textura mudstone a packestone con nódulos de pedernal, que localmente se encuentra recristalizada o dolomitizada y hacia el poblado Solano se observa una brecha calcárea con bandas de pedernal. Debido a la naturaleza de su composición, la topografía de la zona presenta una serie de altos conformando un cordón serrano cortado por profundas barrancas, como la barranca Otate y la del Boquerón. La segunda parte es de tipo calcárea, con horizontes arcillo-arenosos; contiene caliza arcillosa, caliza limosa, arenisca calcárea, marga y caliza masiva. En toda la unidad se presentan pelecípodos, rudistas, gasterópodos, equinoides, miliólidos, foraminíferos rotálidos y foraminíferos textuláridos (Figura 3.3).

El espesor se ha estimado de 400 m al oeste de Petlalcingo (Pérez Ibarquengoitia *et al.*, 1965) y de hasta 800 m a la altura de las barrancas El Mirador y El Boquerón. El espesor máximo estimado por Caballero-Miranda (1990), es de 1000 m en la sección de la barranca El Boquerón. En el área cartografiada esta formación no se encuentra cubierta por alguna otra unidad mesozoica. El contacto inferior en el área, es discordante con las unidades jurásicas.



Figura 3.3. Caliza packstone con rudistas, de la Formación Teposcolula.

Tomando como base el contenido fosilífero reportado en Petlalcingo – Texcalapa, Puebla (Pérez-Ibarguengoitia *et al.*, 1965), se le ha asignado una edad correspondiente al Albiano-Cenomaniano, donde solo aflora la parte inferior. Pero, de acuerdo con Caballero-Miranda (1990), este intervalo se amplía al Albiano-Turoniano si se toman en cuenta los fósiles presentes en la parte superior: *Gryphaea graysonana*, del Cenomaniano, colectada por la autora citada, entre Zapotitlán Palmas y Huajuapán de León, Oaxaca y determinados por Buitrón (1988), que corresponde con *Hippurites resectus mexicanus*, del Turoniano, también reportado por Erben (1956b), en localidades pertenecientes a este nivel estratigráfico, situadas entre Chila de las Flores, Puebla y Zapotitlán Palmas, Oaxaca.

En el área estudiada, el ambiente de depósito de esta formación, se interpreta como de aguas claras, cálidas y someras de plataforma, con influencia de terrígenos hacia su parte superior; los niveles en los cuales se encuentran depósitos de brechas carbonatadas pueden corresponder a episodios esporádicos de emersión y erosión subaérea, en el marco de un relieve contrastado (Caballero-Miranda, 1990). Para reforzar la idea de un relieve contrastado durante ciertos lapsos de tiempo, Ferrusquía-Villafranca (1976) reporta comunidades fósiles tanto neríticas como

epipelágicas, así como litofacies tanto de alta como de baja energía, al sureste del área de estudio.

3.3.5 Intrusivos cretácicos.

De acuerdo con Galina-Hidalgo (1996), existen 2 cuerpos intrusivos que afloran cortando rocas de la Formación Tecomazúchil y del Complejo Acatlán. El primero y más importante por su extensión, se localiza al oeste de Santiago Chilixtlahuaca; este cuerpo denominado intrusivo Chilixtlahuaca (Llanura de Chiles en Náhuatl), fue estudiado anteriormente por Ruíz-Castellanos (1979), dando un fechamiento Rb-Sr de 130 ± 9 M.a., aunque el mismo autor considera que el resultado es incierto, por la baja relación Rb/Sr de la muestra. La litología de este cuerpo intrusivo corresponde con una granodiorita color gris y beige con abundante cuarzo, horblenda, plagioclasa y biotita (Figura 3.4). Según Galina-Hidalgo (1996), la edad de este cuerpo intrusivo, fechado por el método K-Ar, es de 129 ± 5 M.a.



Figura 3.4. Fotografía de un afloramiento de granodiorita emplazada hacia la base de la Formación Tecomazúchil.

El segundo cuerpo intrusivo aflora al oriente de la carretera Huajuapán-Mariscala, al norte de San Jerónimo Silicayoapilla, y se encuentra emplazado en las rocas de la

Formación Tecamazúchil. La textura de este cuerpo ígneo intrusivo es del tipo porfídico formado por fenocristales de hornblenda y plagioclasas, envueltos en una matriz afanítica de color gris oscuro. La edad de este cuerpo intrusivo, por fechamiento K-Ar, es de 103 ± 5 Ma (Galina-Hidalgo, 1996).

Entre el complejo Acatlán y la Formación Tecamazúchil afloran, en el área de estudio por lo menos dos tipos distintos de cuerpos volcánicos, mismos que se describen en la Tabla 3.2.

UNIDAD	LITOLOGÍA	ESPEJOR (m)
	BASE	
1	Granodiorita color beige con abundantes cristales de cuarzo y feldespatos.	135
2	Granodiorita color beige con porciones gris claro, con abundancia de cuarzo y feldespatos	84
3	Andesita color gris oscuro de textura afanítica con vetillas rellenas de calcita y de cuarzo	43.5

Tabla 3.2. Descripción general de los cuerpos ígneos que afloran entre la formación Tecamazúchil y el Complejo Acatlán.

3.3 Cenozoico.

3.3.1 Formación Huajuapán.

Esta unidad consta de una serie de cuerpos interestratificados de areniscas, arcillas arenosas, cenizas volcánicas, capas de brechas volcánicas y conglomerados. Salas (1949), definió las “Capas Huajuapán” tomando como localidad tipo al Valle de Huajuapán, considerándolas de probable edad terciaria. Posteriormente Erben (1956), se refiere a esta unidad como Formación Huajuapán. Su litología es muy variable, y de acuerdo con Caballero-Miranda (1990), se distinguen diferentes cuerpos

discontinuos con variación de granulometría, grado de cementación y resistencia a la erosión, lo que propicia un relieve bien diferenciado. En lugares como Ayuquila y El Limón, Oaxaca, se presentan fracciones de arenas conglomeráticas bien cementadas de colores rojizos, cuyos clastos son de esquisto, arenisca, conglomerado y cuarzo de hasta 40 cm de longitud. En Zapotitlán Palmas, Oaxaca, se puede observar, hacia la base de la unidad, un conglomerado con clastos fundamentalmente de caliza, con cantidades menores de pedernal, calcedonia y cuarzo lechoso, subredondeado a subanguloso, moderadamente seleccionado, muy bien cementado, de estratificación mayor a 2 m y planos de estratificación muy bien diferenciados; en la cima ocurren capas de tobas limo-arenosas de colores rojo, rosa y verde, con yeso en vetillas, y calcedonia en forma de concreciones irregulares. En otros sitios predominan fracciones limo-arenosas relativamente homogéneas, de colores claros, como en San Marcos Arteaga. En la mayoría de los afloramientos se aprecia estratificación subhorizontal, con una ligera inclinación de, entre 5 y 14 grados hacia el NW. Su espesor es muy variable; sin embargo, se estima hasta de 250 m en algunas localidades (Caballero-Miranda, 1990).

La Formación Huajuapán se encuentra sobre las rocas mesozoicas, con una marcada discordancia y, su contacto con las rocas volcánicas del Terciario, es discordante y con una geometría ondulante. Aflora en dos regiones: el Valle de Huajuapán de León, Oaxaca y en el Valle de Santo Domingo Tonalá a San Juan Reyes, Oaxaca. Es posible que esta unidad sea correlativa con la Formación Yanhuitlán (Schlaepfer, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1970 y 1976), al sureste de la zona de estudio, para la que se han reportado edades radiométricas de 49.0 ± 8 M.a. (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Emplazados sobre esta formación, pero sin formar parte de ella, se encuentran al menos dos cuerpos intrusivos a los cuales Galina-Hidalgo (1996) les determina edades K-Ar de 3.0 ± 1 M.a. y 3.1 ± 1 M.a.

3.3.2 Rocas volcánicas cenozoicas.

Caballero-Miranda (1990), describe las rocas volcánicas andesíticas cenozoicas, informalmente, conformándolas en dos unidades diferenciadas por sus características morfológicas, claramente contrastantes. Ambas cubren a la Formación Huajuapán por lo que dicha autora, los considera preliminarmente terciarias y posteriores a la Huajuapán.

3.3.2.1 Unidad Ahuehuetitlán.

Secuencia volcánica de morfología tabular y superficie irregular con fuertes pendientes, conformado por diversas emisiones lávicas y piroclásticas; que de acuerdo con Galina-Hidalgo (1996), conforman 11 escalones en el Cerro 3 coronas, en las cercanías del poblado Zapotitlán Palmas, Oaxaca, en la porción noreste de la zona; con un espesor estimado de alrededor de 200 m. La composición predominante de las rocas volcánicas es andesítica, la textura de los componentes lávicos es, en ocasiones, afanítica y en otras porfídica, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda; presentan un color gris verdoso y frecuente intemperismo esferoidal. Los componentes piroclásticos son brechas y tobas, tanto deleznable como piro-consolidadas. Galina-Hidalgo (1996), relaciona esta unidad con la Andesita Yucudaac y la Andesita San Marcos, ambas definidas al sureste de la zona por Ferrusquía-Villafranca (1976).

3.3.2.2 Andesita basáltica Chila.

Esta unidad fue descrita, de manera informal por Caballero-Miranda (1990), como afloramientos de lavas aislados de corta extensión, mismos que corresponden con aparatos volcánicos de composición andesítica. Algunos de estos más claramente identificables que otros, debido a que se presentan con diferentes grados de erosión. Su composición predominante es andesítico a basáltico. Dicha autora menciona que se observan frecuentes basaltos vesiculares de color gris oscuro a negro y estructuras lajeadas, que bajo el microscopio muestran cristales de plagioclasas cálcicas y

piroxenos en una matriz vítrea. Estos cuerpos son posteriores a la Unidad Ahuehuetitlán e incluso, es posible que sean del Cuaternario, debido a que son producto de una actividad volcánica de diferente naturaleza además de que conservan en gran medida la morfología original. Se presentan en su mayoría en forma alineada, en la porción norte del área, aparentemente relacionados a un fallamiento normal.

3.3.2.3 Depósitos recientes.

Dentro de la zona de estudio se encuentran algunas extensiones del terreno con depósitos de talud, depósitos antiguos y actuales de aluvión dedicados principalmente a la agricultura. Sobre las rocas calcáreas se encuentran costras de superficie rugosa conformadas por caliche.

Todas las unidades estratigráficas mencionadas durante este capítulo se ven reflejadas en el mapa geológico de la Figura 3.5.

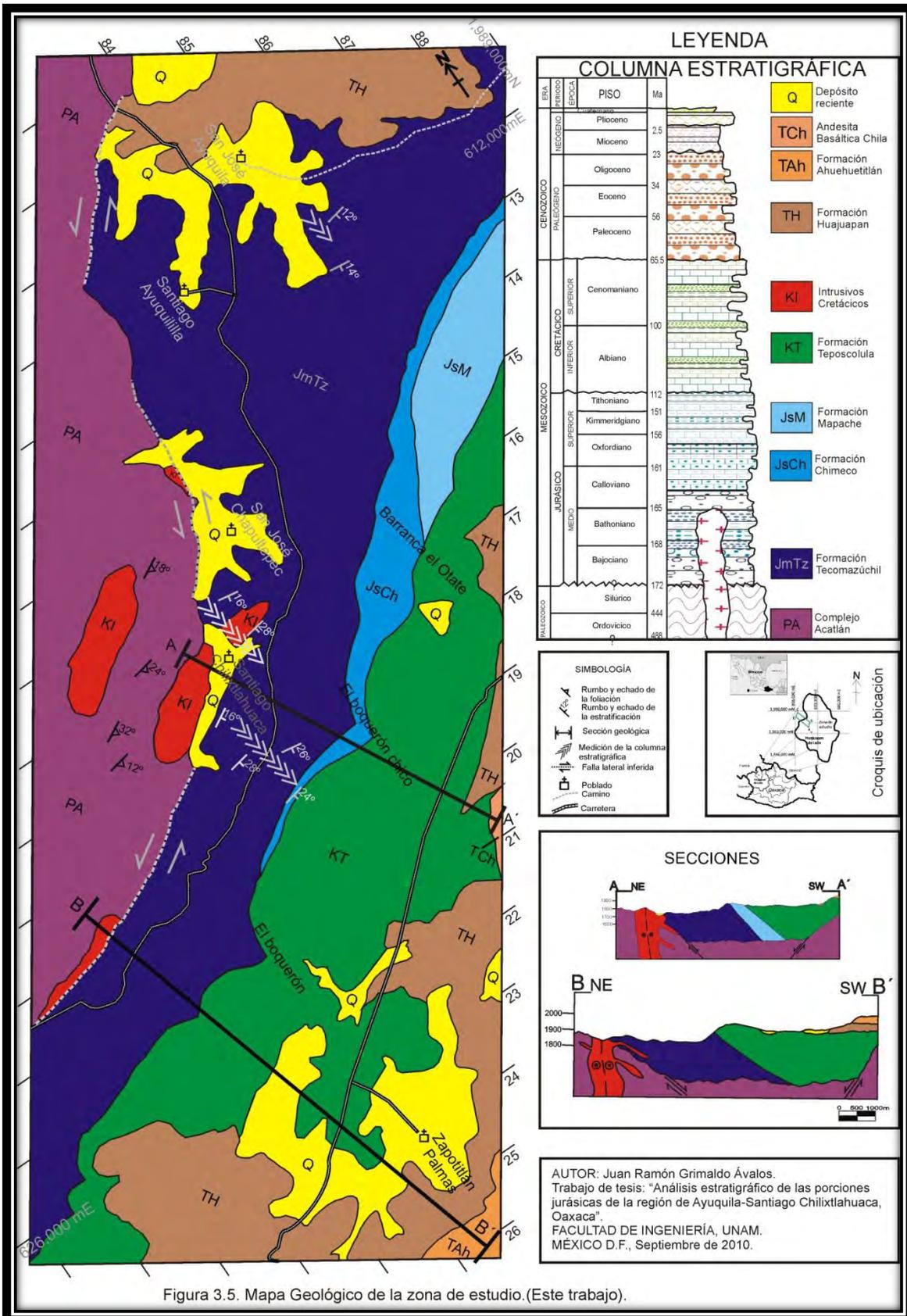


Figura 3.5. Mapa Geológico de la zona de estudio. (Este trabajo).

En este capítulo se describen las principales formas del relieve que se tienen dentro del estado de Oaxaca y más específicamente dentro de la zona correspondiente al área de estudio de este trabajo. Se abarcan también aspectos correspondientes con la hidrografía, patrones de drenaje y la evolución del relieve.

2.1 Orografía.

El sistema montañoso de Oaxaca está formado básicamente por la convergencia de la Sierra Madre del Sur, la Sierra Madre de Oaxaca y la Sierra Atravesada, formándose de esta manera un nudo o macizo montañoso. La sierra Madre del Sur corre a lo largo de la costa del Pacífico en dirección noroeste-sureste; teniendo, como promedio, una anchura aproximada de 150 kilómetros y una altura máxima casi constante de 2 mil metros, no obstante que algunas elevaciones sobrepasan los 2,500 m. En algunas regiones es conocida como Sierra de Miahuatlán y Sierra de la Garza. La Sierra Madre del Sur penetra al estado por el Distrito de Silacayoapan y cruza a los de Huajuapán de León, Coixtlahuaca y Nochixtlán, para posteriormente unirse a la Sierra Madre de Oaxaca y formar el mencionado macizo montañoso que corresponde con el Complejo Oaxaqueño.

La Sierra de Oaxaca proviene de Puebla y Veracruz, entra en la entidad por el Distrito de Tuxtepec y corre con dirección noroeste-sureste, atravesando los distritos de Teotitlán, Cuicatlán, Ixtlán, Villa Alta y Mixe. La altura promedio de esta Sierra es de 2,500 metros; sin embargo, existen elevaciones que superan los 3 mil metros; su anchura media es de aproximadamente 75 kilómetros, siendo su longitud dentro de la entidad de unos 300 kilómetros. Dentro del territorio oaxaqueño, y conforme se extiende hacia el Istmo de Tehuantepec, recibe los nombres de Sierra de Tamazulapan, de Nochixtlán, de Huautla, de Juárez, de Ixtlán y, finalmente, de los Mixe.

La Sierra Atravesada es una prolongación de la sierra de Chiapas, como una cadena de poca elevación, ya que su altura promedio apenas rebasa los 600 metros, y de poca

extensión; Principalmente se localiza en el Distrito de Juchitán, atravesándolo de este a oeste.

Entre las principales elevaciones del Estado de Oaxaca, destacan el cerro del Cempoaltépetl con una altura de 3,396 metros sobre el nivel del mar. Esta elevación presenta la figura de un trapecio con gran cantidad de picos en la cima de donde se origina su nombre náhoa, que significa “Veinte Cerros”. En el Distrito de Ixtlán sobresalen las cumbres de El Espinazo del Diablo, Cerro Pelón, Cuajimoloyas y el Malacate; todos ellos con altitudes superiores a los 3 mil metros. En Teotitlán, el cerro de Nindú Naxinda (2,900 m), Los Frailes (2,725 m) y el cerro Rabón (1,830 m), destacan tanto por su altura como por sus peculiaridades. En el resto de la entidad se localizan otras elevaciones de importancia como el Yucunino (2,875 m) en Tlaxiaco, el Cerro Verde (2,300 m) en Coixtlahuaca, el cerro Gordo en Silacayoapan y en el Distrito de Etna las elevaciones de Cieneguilla (2,275 m), La Carbonera (2,140 m), Salomé (1,950 m) y Buenavista (1,300 m); al oeste en Juchitán, las elevaciones de La Luz y Tres Cruces con 2,840 y 2,700 m respectivamente.

Debido a su carácter montañoso, el estado no cuenta con valles de extensión considerable. Sin embargo, destacan el valle de Oaxaca entre Etna y Miahuatlán; el valle de Nochixtlán, en el distrito del mismo nombre; el valle de Nejapa en Yautepec; la cañada de Cuicatlán en el límite con Puebla; los llanos de Tuxtepec y los bajos de Choapan; la meseta de Juchitán y las pequeñas planicies de Putla, Juchitán, Tamazulapan, Tejuapán, Zacatepec, Chacaltongo, Tlaxiaco, Huajuapán y Coixtlahuaca.

Por la misma razón, existen un gran número de cañadas y cañones, que se forman según la disposición montañosa de la región. Entre las principales cañadas se cuentan las de Cuicatlán, la más grande del Estado y las de Cortés, Galicia y María en Tlaxiaco. El número de cañones es mayor, destacando el de la Chiquinien Tehuantepec, el de Yucuxina en Nochixtlán, el de Ixtlayutla en Juchitán y el de Tomellín en Cuicatlán.

Existen una serie de tajos o pequeños cañones, sobresaliendo entre éstos los de Tonalá y San Sebastián del Monte en Huajuapán; Quiotepec en Cuicatlán, y El

Embocadero en Ejutla, el cual divide los montes del Sol y la Luna en Juchitán y el Boquerón.

El área de estudio queda comprendida dentro de la Provincia Fisiográfica Sierra Madre del Sur, y de la subprovincia Depresión del Balsas, que se extiende por el extremo noroccidental del Estado, limitando al norte con el estado de Puebla, al este y al sur con las Montañas y Valles del occidente de Oaxaca, y al oeste con el estado de Guerrero (figura 2.1). Cerca del 45% de la superficie de esta subprovincia está ubicada entre los 1400 y los 1600 m, mientras que el 25% se distribuye entre los 1200 y 1400 m, otro 25% se ubica entre los 1600 y 1800 m, teniendo que el 5% restante se encuentra entre los 1800 y 2300 m. Los gradientes de pendiente del relieve son propios de una topografía baja, pues cerca del 75% de este territorio se coloca por debajo de los 12° de pendiente, mientras las pendientes moderadas alcanzan los 23° de inclinación (García-Mendoza et al., 2004).

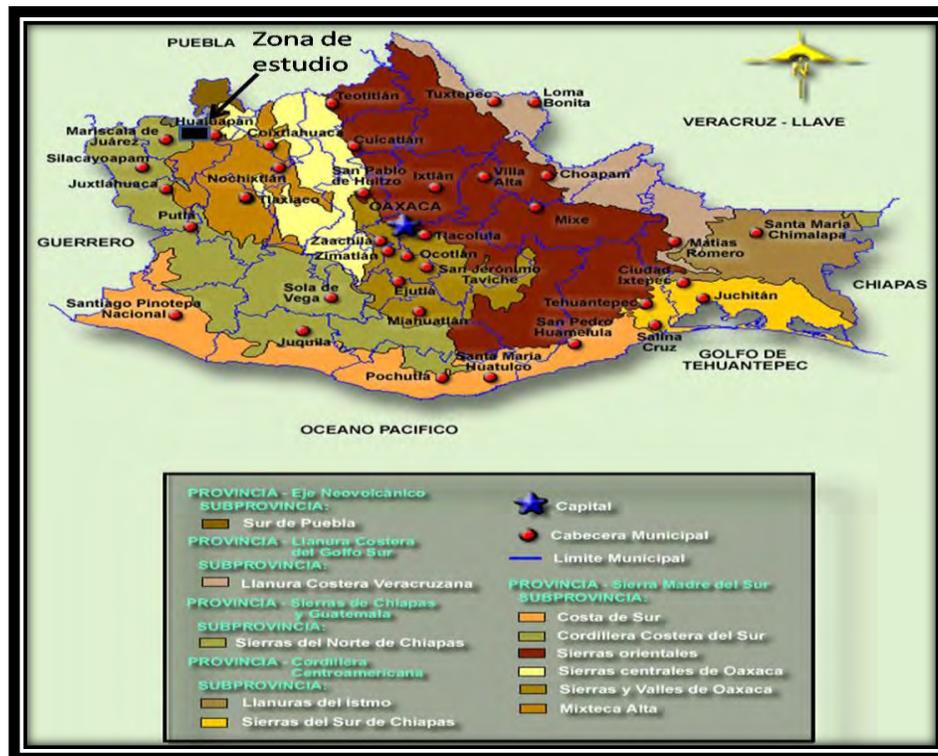


Figura 2.1. Provincias fisiográficas del Estado de Oaxaca (tomada de INEGI, 2009).

Dentro de la zona de estudio se tiene una apreciable diversidad geomorfológica, en la que domina la topografía de cerros y lomeríos formados por rocas metamórficas de edad paleozoica (Complejo Acatlán), y algunos cuerpos intrusivos que forman bloques escalonados dispuestos en un sentido generalizado norte-sur. Complementan la geomorfología de la zona los depósitos de rocas continentales de la Formación Tecamazúchil, que tienen una inclinación promedio de 24° hacia el noreste, y que se asocian con el bloque con plegamientos de rocas sedimentarias calcáreas de las formaciones Chimeco, Mapache y Teposcolula; también se tienen secuencias estratigráficas diferenciadas compuestas de areniscas y rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Huajuapán.

Si tomamos en cuenta que los factores que modifican el relieve son, entre otros, la erosión diferencial debida a los tipos de rocas, el clima, la lluvia, la vegetación, podemos entender el origen del relieve de la zona. En la región cartografiada se cuenta con un relieve muy distintivo, pues se tiene desde lomeríos redondeados, que corresponden con las formas propias por la intemperización de los cuerpos ígneos intrusivos (Figura 2.2), hasta grandes cañadas, producto de la erosión diferencial de los diferentes cuerpos de rocas calcáreas.

Dentro del área de estudio se tienen como principal rasgo topográfico a una sierra calcárea segmentada por barrancas como el Boquerón, el Mirador y el Cerro el Otate (Figura 2.2), así como las barrancas el Jazmín y la Mora, además de algunos antiguos aparatos volcánicos con elevaciones que van entre los 1600 y los 2000 m de altura sobre el nivel del mar.

En la porción suroeste de la zona de estudio, existen lomeríos fuertemente disectados por numerosos arroyos labrados en rocas metamórficas del Complejo Acatlán y en cuerpos intrusivos, con pendientes máximas de 24°. En la porción central, las pendientes disminuyen relativamente hasta los 12° aproximadamente y se presentan lomeríos escalonados, producto de la erosión diferencial de las rocas que conforman a la Formación Tecamazúchil. En la porción noreste hay un conjunto de cerros divididos en bloques producto del plegamiento de rocas sedimentarias calcáreas pertenecientes

a las formaciones Mapache, Chimeco y Teposcolula, cuyas laderas hacia el sur son de fuertes pendientes llegando a formar escarpes con pendientes de 90°.



Figura 2.2. Fotografía que muestra una vista panorámica desde la porción sureste de la zona de estudio hacia la porción noreste, donde se aprecian los lomeríos redondeados producto de la erosión característica de los cuerpos intrusivos y las barrancas Boquerón y Boquerón Chico, que cortan a la secuencia de carbonatos del Jurásico y Cretácico.

2.2 Hidrografía.

Al igual que el sistema orográfico, el hidrográfico resulta muy complicado, por la gran cantidad de corrientes fluviales con diversos patrones debido a la gran variedad de rocas que afloran; su aprovechamiento está dirigido a su uso como agua potable y a la agricultura.

La zona de estudio queda ubicada dentro de la subprovincia de la Depresión del Balsas (figura 2.3), que a su vez forma parte de la cuenca alta del Río Balsas, al estar drenada por el Río Mixteco.



Figura 2.3. Regiones hidrológicas del estado de Oaxaca (Tomada de INEGI, 2009).

La cuenca forma parte de la vertiente del Pacífico y está constituida básicamente por tres ríos: Mixteco, Atoyac y Tehuantepec. El río Mixteco está formado principalmente por la unión de dos ramales o brazos; el primero constituido por las pequeñas corrientes procedentes de Huajuapán de León y parte del Teposcolula; el segundo está integrado por los canales provenientes de Tlaxiaco, Juxtlahuaca, Silacayoapan y Teposcolula; al unirse los dos ramales en San Sebastián del Monte se origina el río Mixteco. El primer ramal está formado principalmente por los ríos del Oro y Tejuapan, que tiene su origen en Tamazulapan; el segundo brazo lo constituyen básicamente dos corrientes, el río Mixtepec y el Juxtlahuaca.

El área de estudio está situada en la región norte de la mixteca, donde las corrientes de agua son cortas y de escaso caudal, formando generalmente arroyos intermitentes

tributarios del río Mixteco, que atraviesa el norte de Oaxaca y el sur de Puebla, para desembocar finalmente en el río Balsas; el municipio Huajuapán de León es drenado por afluentes del río Mixteco. También se encuentran el río Ramírez ubicado en el Rancho Solano, río de San Juan, ubicado cerca de la comunidad de San Juan Reyes y el río Grande que nace en Chilixtlahuaca, Oaxaca.

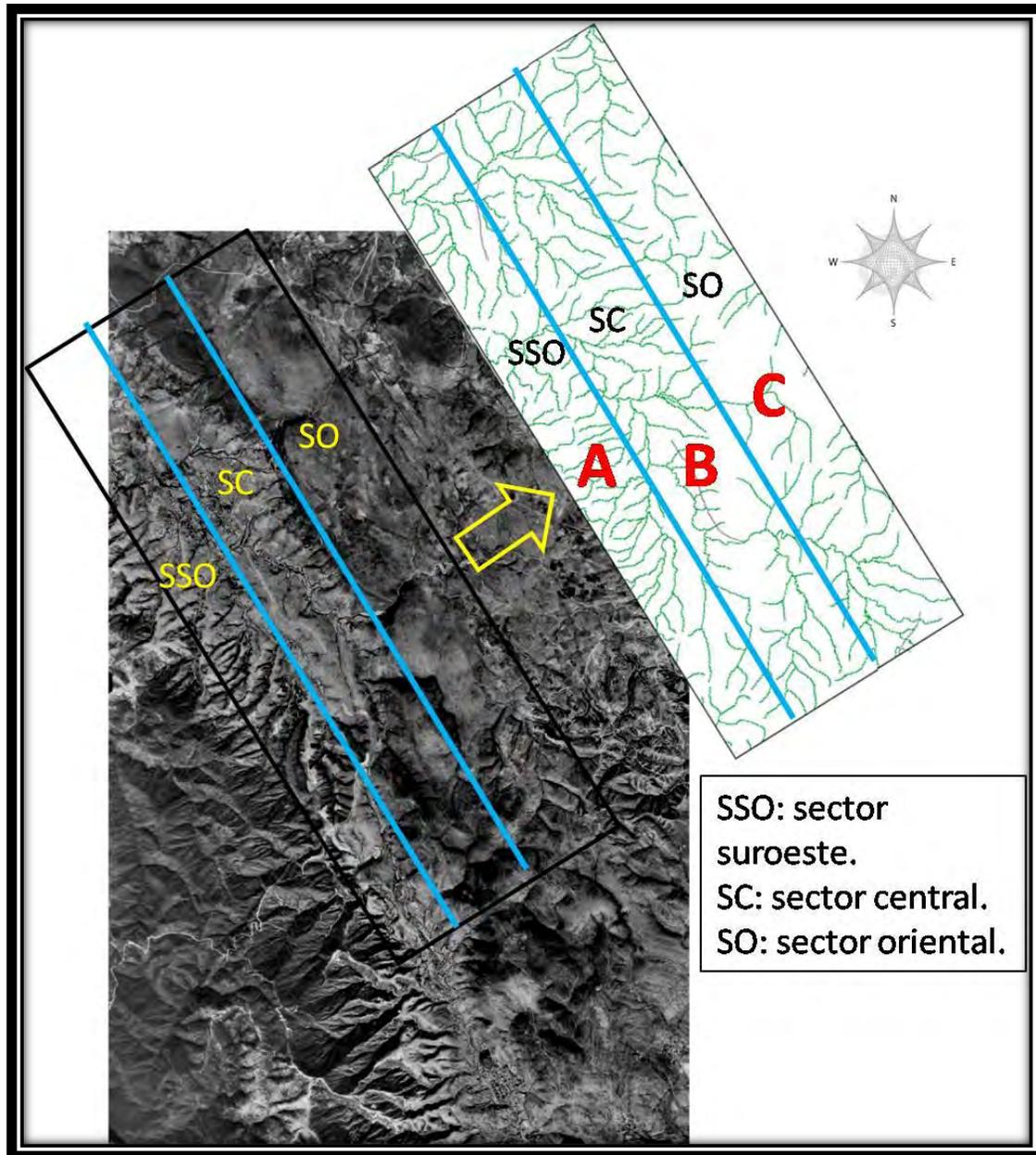


Figura 2.4. Patrones de drenaje de la zona de estudio. A)Dendrítico; B)Anular, paralelo; C)Dendrítico plumiforme.

En la zona de estudio aflora en el sector suroeste, la secuencia que corresponde al Complejo Acatlán; que al ser una unidad de roca metamórfica tiende a ser impermeable, lo que se refleja en su patrón de drenaje característico de tipo dendrítico. En la zona central y oriental se tienen secuencias de rocas clásticas de origen continental y marino, que tiene un desarrollo de drenaje menos marcado del tipo anular y paralelo, en donde parte del agua que llega a ellas se infiltra. Se puede apreciar claramente que las líneas de escorrentía llevan una dirección preferencial hacia el sureste para converger al, ya bien mencionado, río Mixteco (Figura 2.4).

Dentro de la zona de estudio se encuentran los ríos los Encinales, seco, Agua Salada, el Totole, Grande, El Boquerón Chico, El Boquerón, y El Vado; todos confluyen hacia el sureste. En todos ellos inciden las vertientes de los riachuelos, que se generan en los lomeríos y altos estructurales de la zona.

2.3 Origen y evolución del relieve.

Como bien se sabe, el Planeta Tierra es un sistema dinámico, es decir, que todo el tiempo está en constante cambio. El relieve al quedar expuesto a todos los procesos exógenos tiende a modificarse con el tiempo.

Estos procesos forman parte del ciclo de las rocas y están en gran medida controlados por el ciclo del agua y el clima dominante en cada región; la forma como ocurren es clave para comprender los diversos ciclos biogeoquímicos. Los principales agentes que modelan el paisaje son: la gravedad, el hielo, el clima, el agua, las corrientes, el viento, el oleaje y las corrientes marinas. Cada proceso actúa en determinados ambientes y da lugar a productos característicos.

Las etapas de evolución de un paisaje tienen un desarrollo complejo entre erosión y levantamiento y clima. La erosión es mayor con la elevación y disminuye cuando esta disminuye. Las tasas de erosión y levantamiento son del orden de metros / millones de años. Estas mismas etapas se aprecian e identifican en función de la topografía que

desarrollan, como lo expresa el ciclo de Davis (Figura 2.5), el relieve joven se ve marcado por zonas de erosión no tan desarrolladas, mientras que el relieve maduro presenta un gran contraste de elevaciones entre las diferentes litologías presentes en una región determinada, debido a la erosión diferencial de cada una de ellas.

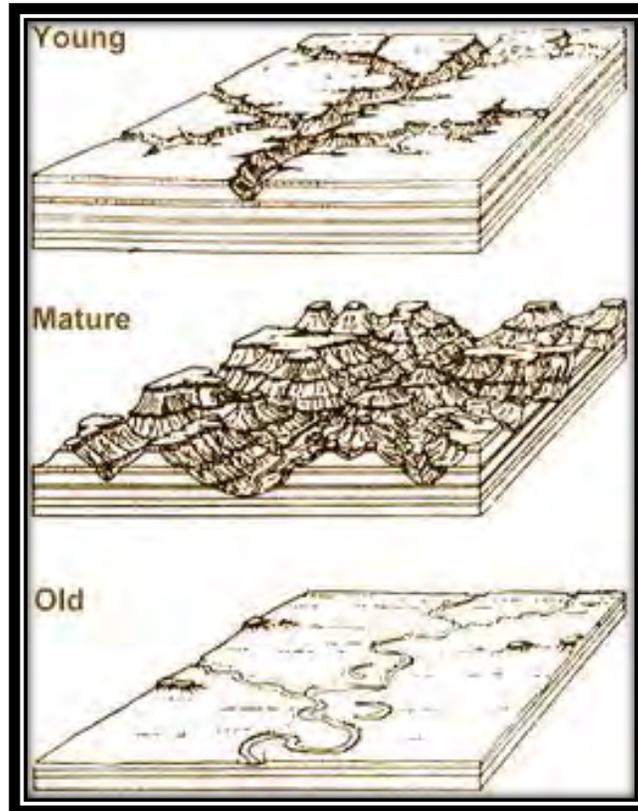


Figura 2.5. Ciclo de Davis de la evolución del relieve (tomada de Apuntes de geomorfología de Caballero-Miranda, 2009).

Como consecuencia, el relieve viejo está reflejado en zonas de planicies extensas que bien pudieron ser en algún tiempo atrás, parte de cualquiera de las otras 2 etapas del ciclo de Davis, o bien lo podrán volver a ser dentro de un tiempo futuro, por rejuvenecimiento del área.

Otro de los factores que gobiernan la evolución del relieve es el tipo de roca, su composición química, su composición mineralógica, el tamaño de sus componentes, la

textura y la fábrica. Las estructuras secundarias de las rocas determinan la pendiente de las laderas, la formación de valles, montañas y el patrón de drenaje. Todo esto en conjunto con el tipo de clima que impera en una región, proporciona los elementos necesarios para una mayor o menor intemperización de las rocas.

Los factores endógenos que intervienen en la formación de montañas son principalmente los procesos orogénicos y volcánicos; tal como es el caso de la Orogenia Larámide que tuvo lugar a finales del Cretácico y principios del Cenozoico, que generó estructuras de origen tectónico. Otro evento importante es el que generó actividad volcánica al final del Cenozoico.

De acuerdo con el ciclo de Davis, el relieve de la zona de estudio corresponde con uno del tipo maduro, puesto que presenta un gran contraste de elevaciones, patrones de drenaje bien definidos (Figura 2.4) y erosiones diferenciales de acuerdo con los tipos de roca.

En el área de estudio se pueden identificar tres sectores con contrastes morfológicos, cuyas principales características se describen a continuación:

1. Sector sureste-suroeste. En esta región se encuentran aflorando las rocas metamórficas paleozoicas del Complejo Acatlán y las rocas intrusivas que Galina-Hidalgo (1996) dató con fechas del Cretácico. Las primeras tienen una orientación general noroeste-sureste y se presentan como una serie de lomeríos, producto de la erosión de bloques altos que se formaron como resultado de fallas normales que generaron pilares y fosas. Los bloques altos fueron parcialmente erosionados por la acción del agua, por lo que se desarrolló un patrón de escurrimiento del tipo dendrítico muy denso; esto debido a que las rocas que afloran en esta porción son, principalmente, esquistos. Las segundas se emplazaron durante el Cretácico, aprovechando las zonas de debilidad generadas por los sistemas de fallas y, su erosión característica, derivó en una serie de lomeríos redondeados resistentes a la

erosión, donde los afluentes de agua fueron torneando un patrón de drenaje paralelo.

2. Sector central. Está compuesto por rocas clásticas jurásicas de la Formación Tecmazúchil, rocas carbonatadas jurásicas de las formaciones Chimeco y Mapache y rocas carbonatadas jurásicas de la Formación Teposcolula. La Formación Tecmazúchil está constituida por intercalaciones de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas, areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas; que se encuentra formando lomeríos de baja altura, en una serie de alineaciones orientadas del noroeste a sureste y con pendientes que varían entre los 18 y hasta los 40°; presentan escalones debido a la erosión diferencial lítica de sus rocas. Esto es, que las lutitas y limolitas al ser menos resistentes se erosionan más que las areniscas y los conglomerados; por lo que se crean escalones entre las intercalaciones de estas (Figura 2.6).



Figura 2.6 Fotografía que muestra la erosión diferencial entre las rocas de la Formación Tecmazúchil. Largo del martillo 33 cm.

Las formaciones Chimeco, Mapache y Teposcolula, están conformadas por rocas carbonatadas que se presentan en una serie de cerros con paredes verticales, que se pueden observar en las barrancas el Boquerón, el Boquerón Chico y el Mirador, alineadas en dirección noroeste-sureste; además de que presentan un patrón de drenaje menos desarrollado del tipo anular y paralelo.

Estas secuencias conforman las estructuras más altas de la zona de estudio, llegando a los 1960 m, las cuales se formaron por un sistema de esfuerzos compresivos, a los que fueron sometidos los depósitos de carbonatos del Jurásico Superior y parte del Cretácico; provocados por la Orogenia Larámide. Estas estructuras destacan dentro del relieve del lugar, por ser de las más altas; los arroyos más importantes que cruzan al relieve son los de las barrancas el Boquerón, el Boquerón Chico y el Mirador.

3. El sector noreste-noroeste. Está constituido por rocas detríticas y volcánicas principalmente del Cenozoico, correspondientes con la Formación Huajuapán; presenta desarrollo de un patrón de drenaje de tipo dendrítico plumiforme, que por erosión han permitido modelar cerros con elevaciones hasta los 2000 m como los que se encuentran en las inmediaciones del poblado Zapotitlán Palmas. Todas las emanaciones volcánicas del Cenozoico son, en gran parte, creadoras del relieve, al emplazarse coladas y flujos piroclásticos en la parte norte del Terreno Mixteco.

Es en los últimos 65 millones de años cuando se moldea el paisaje de Oaxaca hasta llegar a su configuración actual. Hay dos procesos principales que influyeron en la modificación del relieve en el Cuaternario, estos son: 1) La emisión de grandes volúmenes de lava que dieron lugar a sistemas montañosos, y 2) la formación de montañas y valles (pilares y fosas) debido al movimiento de grandes fallas tectónicas regionales.

Las montañas que se formaron después de la Orogenia Larámide han estado sujetas a procesos de erosión hasta quedar con elevaciones menores, sobre todo en las zonas donde se tienen rocas de menor resistencia mecánica.

En el Jurásico, la actividad tectónica produjo elevaciones y depresiones sobre las que se acumularon las secuencias sedimentarias terrígenas de la Formación Tecomazúchil.

Dentro de las zonas de debilidad en que se formaron esas estructuras positivas y negativas se emplazaron, en el Cretácico, algunos cuerpos magmáticos permitiendo otra variable para la conformación del relieve actual.

En las zonas de menor relieve ocurrió en el Cretácico, un periodo de invasión del mar, permitiendo la acumulación de las secuencias calcáreo-arcillosas y después calcáreas. Posteriormente toda la región fue afectada por un proceso de levantamiento (Orogenia Laramide), que originó una regresión marina para formar nuevamente una zona continental en la que hubo depósitos de rocas terrígenas y actividad volcánica. Los procesos volcánicos y tectónicos han afectado a toda la región; por lo que, los procesos de acumulación y erosión han modelado el relieve y la red hidrológica. Mientras el relieve continuó su proceso erosivo, en algunas zonas ocurrió el depósito de sedimentos clásticos, y en otras la actividad volcánica imperó, contribuyendo a modificaciones importantes en el relieve.

Actualmente todos estos procesos continúan de manera gradual y lo seguirán haciendo porque nuestro planeta siga siendo un cuerpo dinámico.

Capítulo | 4



ESTRATIGRAFÍA
LOCAL

En este capítulo se hace una descripción detallada de las dos columnas estratigráficas medidas, la principal en los alrededores de Santiago Chilixtlahuaca, y una parcial en los alrededores de San José Ayuquila, Oaxaca.

4.1 Columnas medidas.

4.1.1 Columna principal.

La medición y descripción de la sección completa de la base a la cima de la Formación Tecomazúchil (Tabla 4.1 y Figura 4.1), se realizó en 2 porciones: la primera al suroeste de Santiago Chilixtlahuaca, a partir del punto de coordenadas UTM (617,747 mE, 1,978,105 mN) y la segunda en la porción noreste del mismo poblado, continuando en el punto de coordenadas UTM (617,661 mE, 1,979,991 mN), teniendo una orientación general noreste-suroeste y terminando la medición en el punto (618,212 mE, 1,980,347 mN), como puede observarse en el mapa geológico.

UNIDAD	LITOLOGÍA	ESPESOR (m)
BASE		
1	Conglomerado polimictico constituido por fragmentos de rocas metamórficas, cuarzo metamórfico y clastos de antiguas areniscas, con diámetros que varían hasta los 5 cm. Se presentan algunos cuerpos intercalados de conglomerado arenoso con fragmentos de cuarzo metamórfico, esquistos y areniscas que varían hasta los 2 cm.	135
2	Intercalación de conglomerados arenosos que presentan clastos de cuarzo metamórfico, esquistos y otras rocas metamórficas, con diámetros que varían hasta los 1.5 cm, con areniscas conglomeráticas con espesores de hasta 1.2 m.	84
3	Intercalaciones de arenisca conglomerática que presentan clastos de cuarzo metamórfico de diámetro que varía hasta los 1.5 cm, fragmentos de roca metamórfica y restos de areniscas, con cuerpos de conglomerados arenosos de espesores que van hasta los 3 m.	43.5

4	Intercalación de conglomerados arenosos con areniscas conglomeráticas con aumento hacia la parte superior de la cantidad de arcillas conformando la matriz los estratos tienen espesores que van desde los 60 cm y hasta 1.3 m. Presencia de algunos fragmentos de troncos carbonizados.	16.5
5	Intercalaciones de areniscas de grano medio con lutitas. Presencia de semillas, conos, hojas de Bennettiales corteza y nódulos de hierro. Los espesores varían entre los 40 cm y hasta 1.20 m	9
6	Intercalación de areniscas de grano muy grueso y areniscas conglomeráticas con conglomerados arenosos cuyos clastos están constituidos por: cuarzo metamórfico, restos de esquistos y fragmentos de areniscas, todos de subredondeados a redondeados y montados en una matriz arenosa de tamaño de arenas medias a gruesas. Los espesores de los estratos varían entre los 20 y los 60 cm	10.5
7	Conglomerado polimictico con clastos de esquistos de hasta 2.5 cm, cuarzos lechosos de hasta 3 cm y fragmentos de areniscas de hasta 2 cm envueltos en una matriz arenas de grano grueso, con un espesor de 80 cm, intercalado con una secuencia arrítmica de areniscas de grano fino, medio y grueso con lutitas y limolitas.	10.5
8	Intercalación de lutitas con limolitas y areniscas de grano fino, seguido de una secuencia que contiene un cuerpo de conglomerado arenoso, con abundancia de cuarzo metamórfico de hasta 1 cm de diámetro; contiene fragmentos de esquistos y areniscas, seguido de un intervalo de arenisca conglomerática y otro de arenisca de grano medio.	7.5
9	Intercalación de areniscas color beige de grano fino, que presentan laminación, con limolitas y lutitas, teniendo estratos con espesores desde los 15 y hasta los 40 cm. Se presentan algunos cuerpos lenticulares de areniscas conglomeráticas. En los intervalos de granulometría más fina se tiene la presencia de <i>Zamites lucerensis</i> y <i>Brachiphyllum</i> .	10.5
10	Intercalación de areniscas de grano medio a fino con abundancia de fósiles de <i>Cycadas</i> , <i>Zamites lucerensis</i> y <i>Brachiphyllum</i> ; presentan espesores de hasta 80 cm con intervalos arcillosos de hasta 60 cm. Se observan además cuerpos lenticulares de areniscas conglomeráticas y conglomerados arenosos. Toda la unidad presenta abundancia de los fósiles mencionados y material	16.5

	carbonizado. Algunos intervalos de areniscas presentan laminación cruzada.	
11	Intercalación de areniscas de grano medio a fino con lutitas y limolitas, seguida de una intercalación de areniscas conglomeráticas y conglomerados arenosos con espesores que varían entre los 15 y los 60 cm, para las porciones finas, y entre los 25 y los 80 cm para las porciones más gruesas. Los intervalos de areniscas presentan laminación y los intervalos más finos resaltan por la presencia de hojas, ramas y troncos fósiles. Presentan nódulos de hierro.	15
12	Intercalación de areniscas de grano medio, con areniscas de grano fino, limolitas y lutitas, con espesores que varían entre los 12 y los 25 cm para las limolitas, entre los 10 y los 50 cm para las lutitas y hasta de 60 cm para las areniscas. Todo esto sobreyaciendo a un intervalo de aproximadamente 1.5 m de arenisca conglomerática con areniscas de grano grueso.	13.5
13	Intercalación de areniscas de grano medio, fino y grueso con horizontes más arcillosos y limolíticos. Existen algunos intervalos de areniscas conglomeráticas y algunos cuerpos lenticulares asociados a rellenos de canal. En los intervalos de menor granulometría se encontraron lo que parece ser valvas de gasterópodos.	42
14	Intercalación de lutitas, limolitas y areniscas de grano fino, medio y grueso, presentan espesores que van desde los 15 y hasta los 60 cm, las porciones más finas de areniscas presentan estratificación cruzada y laminación.	15
15	Intercalación de areniscas de grano fino que presentan abundante cuarzo y líticos de rocas metamórficas, con areniscas de grano medio, limolitas y lutitas con espesores que van desde los 17 y hasta los 50 cm. Se observan cuerpos lenticulares de areniscas conglomeráticas con abundantes clastos de cuarzo metamórfico subredondeados de diámetros de hasta 3 mm. Existe la presencia de equisetos, helechos (<i>Piazopteris</i>), <i>Brachiphyllum</i> , <i>Mexiglosa</i> , Bennettitales y ramas fósiles más grandes, dentro de los intervalos más finos.	12
16	Intercalación de areniscas de grano fino, medio y grueso con estratos de limolita. Se observan algunos horizontes carbonosos y restos fósiles de Cycadas y conos. Los espesores de los estratos van desde los 20 y hasta los 25 cm para las limolitas y desde los 13 y hasta los 20cm para las areniscas.	18

17	Intercalación de limolitas con areniscas de grano fino, con espesores de hasta 30 cm, seguido de una secuencia intercalada de arenisca de grano medio a fino con areniscas conglomeráticas cuyos espesores varían entre los 10 y los 30cm para las porciones finas de areniscas y hasta los 60 cm para las areniscas conglomeráticas.	18
18	Intercalación de areniscas de grano fino, medio y grueso con limolitas y areniscas conglomeráticas, las porciones finas presentan laminación y estratificación cruzada, mientras que los espesores de las porciones más bien gruesas varían entre los 15 y hasta los 30 cm.	12
19	Intercalación de areniscas, parcialmente cubiertas en superficie, de grano fino, medio y grueso de colores que varían entre beige y gris claro, con espesores que van desde los 15 y hasta los 40 cm.	43.5
20	Intercalación de areniscas, parcialmente cubiertas, color gris ocre, de grano medio y grueso con areniscas conglomeráticas que presentan clastos de cuarzo y rocas metamórficas de hasta 4 mm de diámetro. Los espesores varían desde los 15 y hasta los 35 cm para las primeras y desde los 20 y hasta los 40cm para las segundas.	28.5
21	Secuencia de areniscas color gris claro de grano medio a grueso intercaladas con areniscas conglomeráticas de clastos de rocas metamórficas, areniscas y limolitas de hasta 5 mm. Esta unidad se encuentra cubierta casi en su totalidad por campos de cultivo de las poblaciones aledañas. Las rocas presentan un color gris ocre debido a la fuerte oxidación a la que están sometidas. En algunas porciones de esta medición las rocas estaban cubiertas por campos de cultivos.	52.5
22	Secuencia conformada por una intercalación de cuarzoareniscas de grano medio a grueso de color gris claro con limolitas color verde. Los espesores varían entre los 20 y hasta los 35 cm para las cuarzoareniscas y entre los 15 y hasta los 25 cm para las limolitas. Los intervalos limolíticos presentan laminaciones.	36
23	Intercalación de areniscas de grano medio a fino, de color rojizo con intervalos de limolitas y hacia la cima con areniscas de grano medio a fino con abundante carbonato de calcio. Los espesores de los estratos varían entre los 15 y hasta los 25 cm para las areniscas y en promedio las limolitas presentan un espesor de entre 15 y 20 cm. El color de la secuencia comienza a volverse más claro a medida que se va acercando al límite superior con las rocas de la Formación Chimeco, debido a la abundancia de	55.5

carbonato de calcio presente en ellas. El límite con la Formación Chimeco es de carácter transicional.		
CIMA	TOTAL	705

Tabla 4.1. Sección de la Formación Tecomazúchil, medida con báculo y cinta métrica.

La parte basal de la Formación Tecomazúchil presenta una intercalación de conglomerados arenosos y areniscas conglomeráticas de espesor que varían entre los 40 cm y hasta 1.2 m.

La Tecomazúchil está constituida por una secuencia terrígena arrítmica de colores beige a gris claro, donde predominan las capas de areniscas y areniscas conglomeráticas con espesores de estratos que varían entre los 20 y hasta los 60 cm, incluyendo dentro de ellos de manera esporádica cuerpos lenticulares de conglomerados arenosos que se consideran como rellenos de canal de pequeña magnitud. De forma incipiente se presentan estratos de limolitas, lutitas y areniscas de grano fino de mayor espesor en las que Mendoza-Rosales (2002), reporta la presencia de gasterópodos del Jurásico en las cercanías de Santiago Chilixtlahuaca, Silva-Pineda (1978), reporta la presencia de flora fósil, a partir de muestras recolectadas en las inmediaciones de Texcalapa y Ayuquila y Velasco-de León (2009, comunicación personal), ha identificado nueva flora fósil.

El espesor total de la sección medida es de 705 m (Figura 4.2).

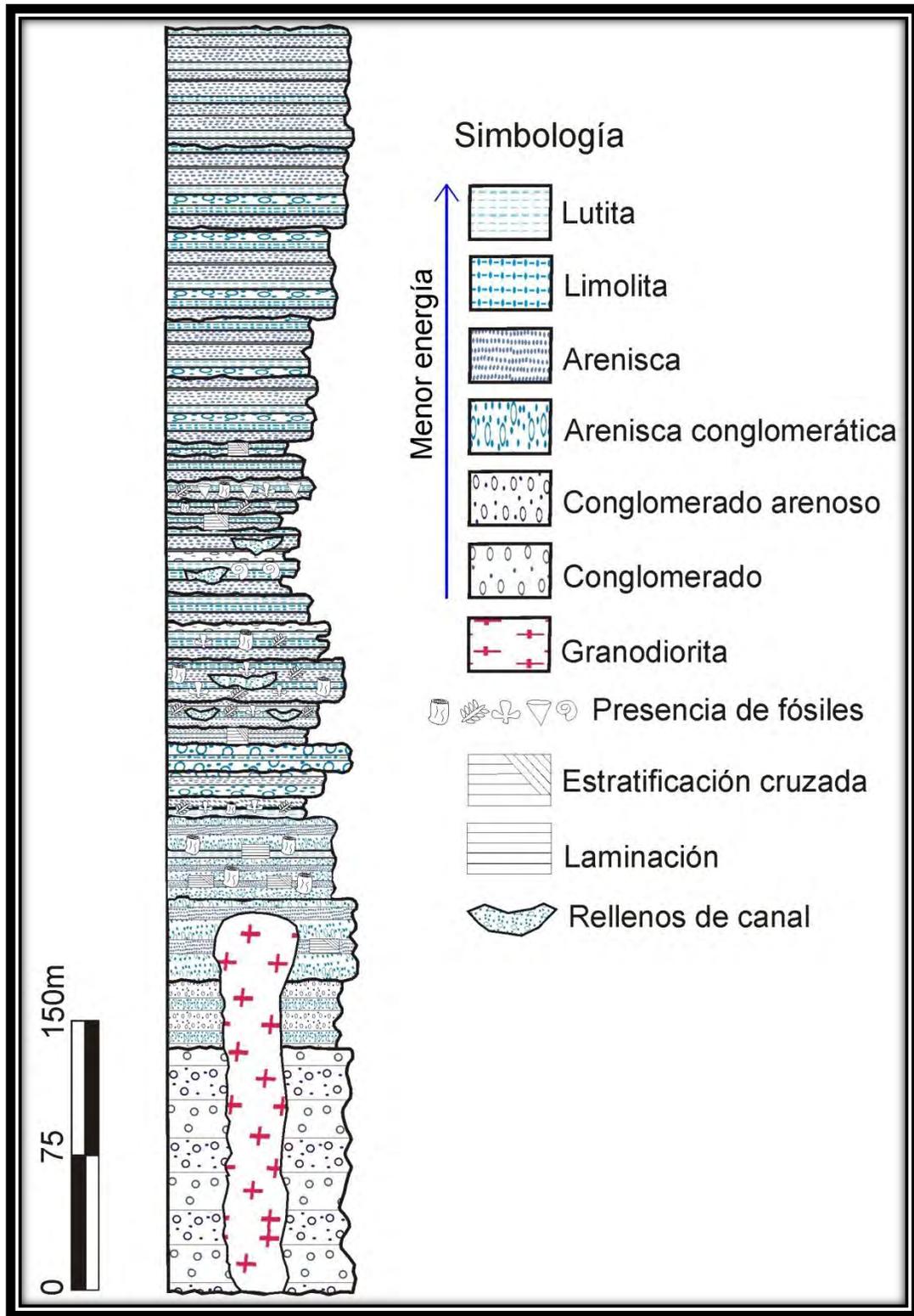


Figura 4.1 Columna estratigráfica de la sección completa de la Formación Tecomazúchil medida en los alrededores de Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca. (Este trabajo)

4.1.2 Columna parcial

La columna parcial (Tabla 4.2 y Figura 4.2) fue medida en los alrededores de San José Ayuquila, iniciando en el punto de coordenadas (610,434 mE, 1,984,882 mN) y terminando en el punto de coordenadas (618,212 mE, 1,980,347 mN). Esta zona es de especial interés puesto que fue la porción de la secuencia sedimentaria en la que la Dra. Patricia Velasco de León en conjunto con su equipo de trabajo encontró nueva flora fósil, en la Formación Tecomazúchil.

UNIDAD	LITOLOGÍA	ESPESOR (m)
BASE		
1	Intercalación de areniscas de grano fino a medio que presentan clastos de cuarzo metamórfico subredondeados y abundantes líticos redondeados de rocas metamórficas en una matriz arcillosa, con capas de limolitas, lutitas y areniscas conglomeráticas. Los espesores de los estratos varían entre los 10 y 25 cm para las areniscas, limolitas y lutitas y hasta los 45 cm para las capas de areniscas conglomeráticas. Las fracciones más finas presentan impresiones de hojas, ramas y equisetos. Algunos intervalos de limolita presentan carbón.	7.5
2	Intercalación de capas de areniscas conglomeráticas color pardo claro, que presentan fragmentos angulosos de cuarzo metamórfico y clastos subredondeados con diámetros de hasta 3 mm, con estratos de arenisca de grano fino a medio con abundantes clastos de cuarzo y rocas metamórficas en una matriz arcillosa, y estratos de lutitas. Los espesores de los estratos varían hasta los 35 cm. Se presentan cuerpos lenticulares, identificados como rellenos de canal, conformados por areniscas conglomeráticas con abundante cuarzo metamórfico subanguloso y clastos subredondeados de roca metamórfica, todo en una matriz de arcilla, y cuyos espesores varían hasta los 50 cm. Los intervalos más finos presentan flora fósil de helechos (<i>Piazopteris</i>), <i>Brachiphyllum</i> (gimnosperma), <i>Mexiglosa</i> y Bennettitales.	4.5

3	Intercalación de areniscas color beige a pardo claro de grano fino a medio que presentan clastos de cuarzo y rocas metamórficas en una matriz arcillosa, con areniscas conglomeráticas que presentan fragmentos de rocas y cuarzo metamórfico subredondeados a subangulosos de diámetros de hasta 3 mm. Los espesores de los estratos varían entre los 12 y hasta los 40 cm. Presencia de nódulos de hierro.	4.5	
4	Intercalación de areniscas de grano fino a medio, areniscas conglomeráticas y conglomerados arenosos en colores que van desde el gris claro hasta el pardo claro y pardo oscuro, cuya matriz está constituida por arenas de grano fino a medio y que presentan clastos de rocas metamórficas y cuarzo metamórfico subredondeado con diámetros de Hasta 5 cm. Los espesores varían entre los 20 y hasta los 40 cm para las areniscas y entre los 60cm y hasta 1.2 m en los conglomerados.	9	
	CIMA	TOTAL	25.5

Tabla 4.2. Columna estratigráfica parcial medida en San José Ayuquila.

El espesor total de la columna medida es de 25.5 m y esto se realizó utilizando el báculo de Jacob, brújula Brunton y cinta métrica (Figura 4.2).

La secuencia sedimentaria que caracteriza la porción de la Formación Tecomazúchil medida en el poblado de Ayuquila corresponde a la parte media de la columna estratigráfica, la que se caracteriza por una intercalación de estratos de arenisca, areniscas conglomeráticas, lutitas, limolitas y conglomerados arenosos. Estos estratos se describen a continuación:

Al inicio de la columna se tienen estratos de arenisca de grano fino a medio, que presentan abundante cuarzo metamórfico de subanguloso a subredondeado y abundantes líticos de roca metamórfica, tales como esquisto, subangulosos, en una matriz arcillosa de color pardo amarillento, cementados por carbonato de calcio y algunos óxidos; el espesor de los estratos es desde los 10 y hasta los 22 cm, intercalados con estratos de limolitas color beige (Figura 4.3)

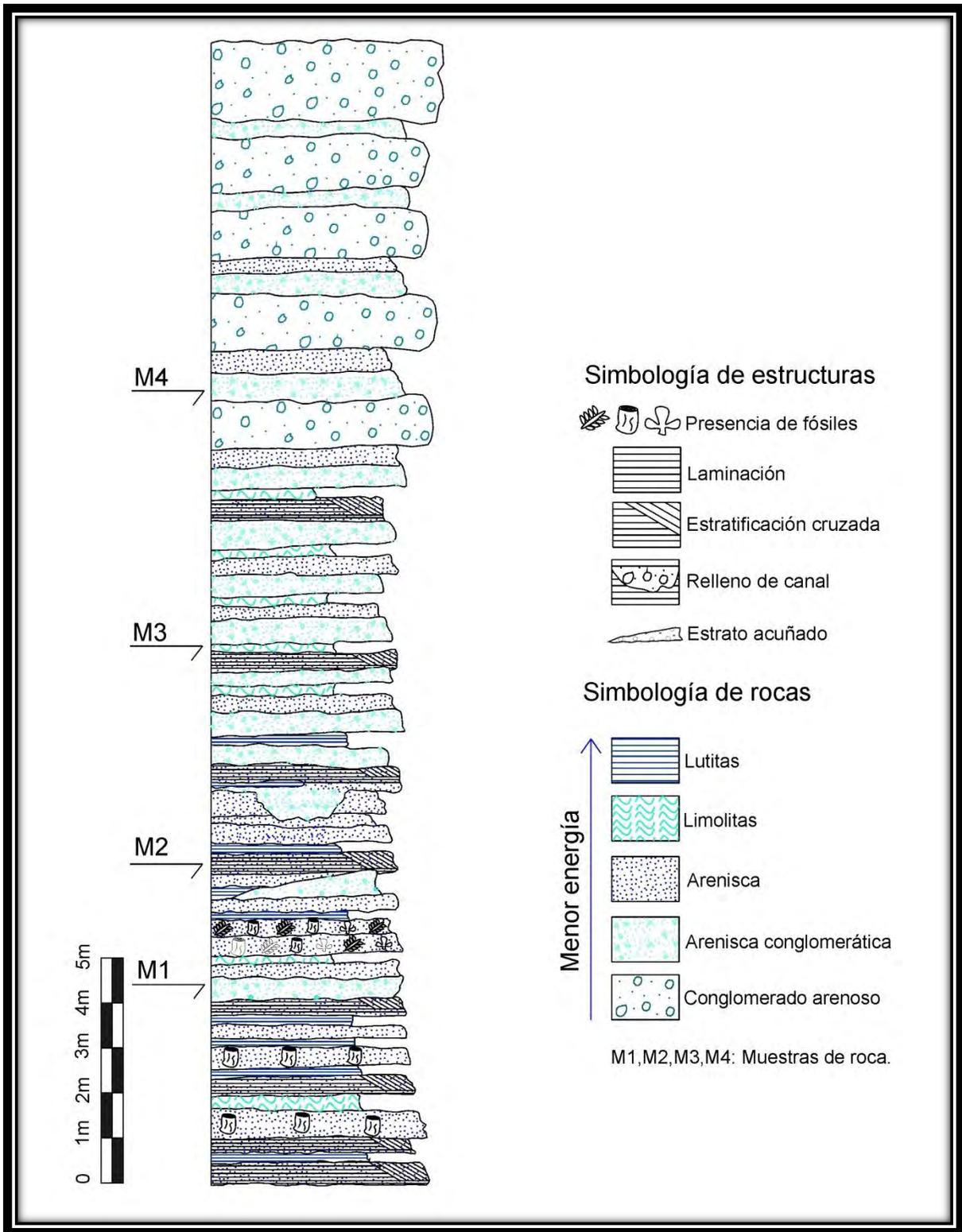


Figura 4.2. Columna estratigráfica parcial medida en los alrededores de San José Ayuquila, Oaxaca. (Este trabajo)

Estas se encuentran intercaladas con areniscas conglomeráticas con cuarzos lechosos angulosos de hasta 1.5 cm de longitud; presentan abundantes líticos subredondeados principalmente de rocas metamórficas, tales como, esquistos con diámetros de hasta 3mm, inmersos en una matriz de arenas medias a gruesas (escala granulométrica de Pettijhon, 1975) y cementada por carbonato de calcio y óxidos. Presentan un color pardo-amarillento y se encuentran fracturadas. El espesor de los estratos varía desde los 40 y hasta los 50 cm. Se denota la presencia de un cuerpo lenticular con un espesor máximo de 50 cm, que corresponde a un cuerpo de arenisca conglomerática (Figura 4.4).



Figura 4.3. Fotografía que muestra un afloramiento con intercalación de areniscas de grano fino y limolitas de la Formación Tecomazúchil, en los alrededores del Poblado de San José Ayuquila, Oaxaca.



Figura 4.4. Fotografía que muestra un afloramiento de areniscas conglomeráticas de la Formación Tecomazúchil, en los alrededores del Poblado de San José Ayuquila, Oaxaca.

Entre los estratos de areniscas y areniscas conglomeráticas se encuentran una serie de capas que corresponden con limolitas y lutitas. Las limolitas presentan un color marrón, además de algunas trazas de carbón; de manera incipientemente se observan restos fósiles de equisetos e impresiones de ramas, los espesores de los estratos varían hasta los 40 cm. Las lutitas presentan un color ocre a gris oscuro, en algunas partes, debido a la presencia de materia orgánica; los espesores de los estratos son hasta de 25 cm, contienen impresiones de fósiles, tales como, helechos (*Piazopteris*)

(Figura 4.5), *Brachiphyllum* (gimnosperma), *Mexiglosa* y Bennettitales (del Mesozoico).

Hacia la cima de la columna se observa como la granulometría de las rocas aumenta; es decir, inicia con una intercalación de areniscas con areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas, y transicionalmente aparecen areniscas conglomeráticas intercaladas con conglomerados arenosos, cuyos espesores aumentan conforme se llega a la cima de la sección medida (Figura 4.6).



Figura 4.5. Fotografía que muestra una lutita con flora fósil (helechos), en la Formación Tecomazúchil, de la localidad de San José Ayuquila, Oaxaca.



Figura 4.6. Fotografía que muestra un afloramiento de conglomerados arenosos, en la Formación Tecomazúchil, de la localidad de San José Ayuquila, Oaxaca.

El conglomerado arenoso presenta un color gris oscuro; está constituido por cuarzo anguloso de origen metamórfico de hasta 5 cm de diámetro; líticos de rocas de carácter metamórfico (esquistos), estos líticos son de subredondeados a subangulosos y tienen diámetros de hasta 4 cm; inmersos en una matriz de arenas gruesas y finas y cementados por carbonato de calcio. Además se encuentran muy alterados.

4.1.3 Litología.

4.1.3.1 Análisis macroscópico.

La Formación Tecomazúchil está conformada por intercalaciones de rocas clásticas en sus diversas granulometrías, desde lutitas, limolitas, areniscas de grano, fino, medio y grueso, areniscas conglomeráticas, además de conglomerados y conglomerados arenosos.

Lutitas, constituyen aproximadamente el 10% del total de rocas de la formación; presentan una variación de colores que van desde rojizos, hasta amarillos claros y pardos oscuros. Presentan una gran cantidad de restos de flora fósil y horizontes carbonosos.

Limolitas, el diámetro de estos sedimentos varían desde 1/256 mm y hasta 1/69 mm. En estas rocas predominan los colores beige a gris claro, con algunos horizontes verdosos; representan el 15%, aproximadamente, del total de rocas medidas para la columna estratigráfica de la Formación Tecomazúchil. Algunos intervalos contienen flora fósil y carbón.

Areniscas, los sedimentos que conforman a estas rocas varían de 1/69 mm a 2 mm de diámetro; en las areniscas conglomeráticas los clastos llegan hasta los 5 mm. Presentan un color pardo claro, en su mayoría, y colores rojizos y blancos hacia la cima de la secuencia sedimentaria. Las areniscas representan aproximadamente el 55% de las rocas que conforman a la Formación Tecomazúchil y se presentan en intercalaciones en toda su variedad de granulometrías, relacionándose éstas directamente con los cambios de energía durante su depósito; se tienen areniscas de grano fino, medio y grueso e incluso areniscas conglomeráticas. Algunos horizontes contienen restos de troncos ramas y hojas. Los clastos identificables que conforman a las areniscas son principalmente de cuarzo metamórfico, subredondeados a subangulosos, de hasta 2 mm; algunas capas presentan en promedio 6% de matriz arcillosa y otras poco más del 15%, por lo que, se clasifican como grauvacas, lo que se

aprecia en las laminas delgadas que se describen en el siguiente inciso. El cementante persistente en las areniscas de la formación Tecomazúchil es sílice, carbonato de calcio y óxido de hierro. Las porciones más finas presentan estratificación cruzada, lo que denota cambios en la dirección de la corriente que aportó los sedimentos.

Conglomerados, representan el 20% restante de la Formación Tecomazúchil; están conformados por clastos de esquistos, cuarzo metamórfico subredondeado, restos de areniscas, lutitas y limolitas con diámetros de hasta 5 cm; todos estos soportados en una matriz arenosa de grano medio a grueso. Existen algunas porciones que corresponden a conglomerados arenosos y se presentan debido a las variaciones de energía al momento del transporte de los sedimentos. Durante toda la medición de la columna estratigráfica se encontraron cuerpos lenticulares asociados a rellenos de canal, cuya litología dominante, es de conglomerados arenosos constituidos principalmente por cuarzo metamórfico subredondeados de diámetros hasta de 2.5 cm, restos de esquistos y areniscas, todos en una matriz arenosa de tamaño medio a grueso. El espesor máximo de estos cuerpos es de 1 m.

4.1.3.2 Análisis microscópico.

Se realizaron 29 láminas delgadas de roca con las muestras obtenidas en el trabajo de campo en las proximidades de San José Ayuquila y Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca; localidades pertenecientes a la Formación Tecomazúchil, al Complejo Acatlán y a un par de cuerpos ígneos que afloran en contacto con la secuencia sedimentaria. De las 29 láminas analizadas con microscopio petrográfico con luz incidente, 2 corresponden a esquistos de mica, pertenecientes al Complejo Acatlán; 3 a granodioritas, pertenecientes al primer cuerpo ígneo que aflora; 1 a una andesita, correspondiente al segundo cuerpo ígneo que aflora en la zona; 7 a sublitoarenitas; 6 grauvacas líticas, 4 arenitas líticas; 1 arenita arcósica; 1 sublitoarenita calcárea; 1 lutita; 1 limolita; 1 arenisca conglomerática y 1 conglomerado arenoso; donde todas las rocas sedimentarias corresponden a la Formación Tecomazúchil.

Para realizar la clasificación de las rocas sedimentarias, se usó la clasificación propuesta por PethiJohn (1975), que corresponde a un diagrama triangular en cuyas esquinas se ubica el porcentaje de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca, que se presentan en una muestra, que aunado con el aumento o disminución del contenido de matriz puede dar un nombre específico.

De los elementos presentes en la muestras de rocas sedimentarias, el más abundante es el cuarzo, cuyo principal origen es de las rocas metamórficas del complejo Acatlán; después se tiene un mayor contenido de fragmentos de rocas que contienen feldespatos en casi todos los casos, como se puede apreciar en la Tabla 4.1 (ver figuras 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10).

CLAVE	LOCALIDAD	CLASIFICACIÓN	DESCRIPCIÓN
1	San José Ayuquila	Sublitoarenita	Arenisca de grano medio con matriz arcillosa y cementante de óxido de hierro, la mayor parte de los fragmentos de roca son restos de esquistos y son redondeados. Presenta clastos de cuarzo metamórfico subredondeados a subangulosos.
2	San José Ayuquila	Grauvaca lítica	Arenisca con de grano medio que presenta fragmentos de esquistos y otras rocas metamórficas apreciables con geometrías subredondeadas; el cuarzo contenido en la roca es subanguloso. Los clastos presentan una mala clasificación y la matriz, que es de aproximadamente 35%, está compuesta por material arcilloso. El cementante es de óxido de hierro.
3	San José Ayuquila	Grauvaca lítica	Arenisca de grano fino muy bien clasificada, presenta buena madurez textural con clastos de

			cuarzo y restos de esquistos con geometrías más bien subredondeadas. Los clastos están soportados por una matriz arcillosa que representa aproximadamente el 45% de la roca. Además presenta un alto grado de oxidación.
4	San José Ayuquila	Arenita lítica	Arenisca de grano grueso, muy mal clasificada, los clastos, que en su mayoría son de cuarzo y en menor proporción feldespatos y restos de rocas, se aprecian con geometrías subangulosas, el cementante está constituido por óxido de hierro. Presenta una matriz arcillosa que representa el 5% de la roca.
P1	San José Ayuquila	Sublitoarenita	Arenisca de grano fino con sedimentos bien clasificados. La matriz es de minerales arcillosos, el cementante está conformado por óxido de hierro y carbonato de calcio. Se observan restos de micas redondeadas, provenientes de rocas metamórficas, la mayoría de los clastos de cuarzo son subredondeados y en menor proporción algunos angulosos.
MM1	Santiago Chilixtlahuaca	Grauvaca lítica	Arenisca de grano medio que presenta una clasificación moderada. Los feldespatos presentan alteración a seriscita. Los fragmentos de roca son semiredondeados mientras que los clastos de cuarzo son semiangulosos. El cementante está conformado por óxido de hierro y carbonato de calcio, mientras la matriz representa el

			20% de la roca.
MM2	Santiago Chilixtlahuaca	Grauvaca lítica	Arenisca de grano fino cuyos clastos son de cuarzo metamórfico, pocos feldespatos y fragmentos de rocas, que en su mayoría son partes de rocas metamórficas. Estos clastos se observan envueltos en una matriz arcillosa de aproximadamente el 30%. Presenta una clasificación regular, contiene cementante de óxido de hierro y carbonato de calcio.
MM3	Santiago Chilixtlahuaca	Grauvaca lítica	Arenisca de grano medio que presenta abundantes micas y minerales opacos subredondeados en conjunto con clastos de cuarzo metamórfico subredondeados. El cementante es en su mayoría de óxido de hierro y carbonato de calcio. La matriz es arcillosa y representa por lo menos el 30% de la roca.
MM4	Santiago Chilixtlahuaca	Grauvaca lítica	Arenisca de grano fino con clastos de cuarzo metamórfico subredondeados y algunos fragmentos de micas y minerales opacos. Presenta buena clasificación de sedimentos, cementante de óxido de hierro y muy poco carbonato de calcio. Los feldespatos se presentan alterados a seriscita. La matriz es arcillosa y representa el 30% de la roca.
MM5	Santiago Chilixtlahuaca	Sublitoarenita	Arenisca de grano grueso bien clasificada. Los clastos de cuarzo son angulosos, mientras

			que los fragmentos de roca son restos de esquistos y minerales opacos. Presenta muy poco cementante de óxido de hierro y un poco de carbonato de calcio. La matriz es arcillosa y representa cerca del 8% de la roca.
MM6	Santiago Chilixtlahuaca	Arenisca conglomerática	Arenisca de grano grueso mal clasificada con clastos angulosos de cuarzo y feldespatos alterados a seriscita que sirven como soporte para algunos clastos de cuarzo de hasta 7 mm de diámetro.
MM7	Santiago Chilixtlahuaca	Sublitoarenita	Arenisca de grano fino con buena clasificación de sedimentos. Los feldespatos presentan alteración a arcillas y están en contacto irregular con los demás clastos de cuarzo subredondeados y con los fragmentos de esquistos. La matriz es muy escasa y el cementante está constituido por sílice además de que presenta oxidación.
MM8	Santiago Chilixtlahuaca	Arenita arcósica	Arenisca mal clasificada, con fragmentos de esquistos subangulosos en mayor proporción que los clastos de cuarzo subangulosos. Los feldespatos presentan alteración seriscítica. El cementante está conformado por sílice y carbonato de calcio.
MMC	Santiago Chilixtlahuaca	Litoarenita calcárea	Arenisca de grano medio a grueso con abundantes fragmentos de roca y cuarzo

			que se presentan con geometrías más bien subangulosas a subredondeadas. Presenta un gran contenido de carbonato de calcio debido al límite transicional que tiene la Formación Tecomazúchil con la Formación Chimeco de origen calcáreo.
J1	Santiago Chilixtlahuaca	Esquisto de seriscita	Esquisto que presenta algunas inclusiones de cuarzo, seriscita y algunas plagioclasas.
J2	Santiago Chilixtlahuaca	Granodiorita	Roca ígnea con abundantes cristales de cuarzo y feldespatos, que conforman una textura fanerítica típica de las granodioritas.
J3	Santiago Chilixtlahuaca	Granodiorita	Roca ígnea con abundantes cristales de cuarzo y feldespatos, que conforman una textura fanerítica típica de las granodioritas.
J4	Santiago Chilixtlahuaca	Granodiorita	Roca ígnea con abundantes cristales de cuarzo y feldespatos.
J5	Santiago Chilixtlahuaca	Andesita	Roca ígnea de textura afanítica con vetillas rellenas de calcita. Presenta una matriz de microcristales de plagioclasas y vetilla de cuarzo recristalizado, rodeado de vidrio.
J6	Santiago Chilixtlahuaca	Sublitoarenita	Arenisca de grano fino bien seleccionada con clastos de cuarzo subredondeados y fragmentos de esquistos, pocos

			feldespatos, muy poca matriz arcillosa y cementante de óxido de hierro.
J7	Santiago Chilixtlahuaca	Lutita	Roca compuesta de arcillas con algunos microcristales de cuarzo.
J8	Santiago Chilixtlahuaca	Arenita lítica	Arenisca moderadamente seleccionada con clastos de cuarzo metamórfico y volcánico subredondeados a subangulosos, fragmentos de esquistos, plagioclasas y otras rocas metamórficas. Presenta muy poca matriz arcillosa y cementante de óxido de hierro.
J9	Santiago Chilixtlahuaca	Arenita lítica	Arenisca de grano medio con fragmentos de esquistos, biotita, cuarzo volcánico y metamórfico y algunas plagioclasas, todos los clastos presentan geometrías subredondeadas. Hay muy poca matriz arcillosa y poco cementante de óxido de hierro.
J10	Santiago Chilixtlahuaca	Arenita lítica	Arenisca de grano medio con clasificación moderada, se da un aumento en el contenido de fragmentos de esquistos subredondeados. Los clastos de cuarzo son de origen metamórfico y volcánico y están subredondeados a subangulosos. Hay muy poca matriz arcillosa y poco cementante de óxido de hierro y en menor proporción carbonato de calcio.
J12	Santiago Chilixtlahuaca	Sublitoarenita	Arenisca de grano grueso moderadamente clasificada, con

			cuarzo metamórfico y volcánico, fragmentos de esquistos y limolitas subredondeados. Presenta muy poca matriz arcillosa y cementante de óxido de hierro y carbonato de calcio.
J13	Santiago Chilixtlahuaca	Sublitoarenita	Arenisca de grano grueso bien seleccionada, con clastos de cuarzo metamórfico y volcánico subredondeados a subangulosos.
J14	Santiago Chilixtlahuaca	Limolita	Roca compuesta de limos donde se puede apreciar una banda de oxidación muy marcada.
J15	Santiago Chilixtlahuaca	Conglomerado arenoso	Conglomerado polimictico con matriz de arenas medias a gruesas y arcillas. Contiene clastos de cuarzo metamórfico y volcánico subredondeados a subangulosos, fragmentos de areniscas de grano fino, limolitas, lutitas y esquistos, todos con geometrías subredondeadas y con diámetros de hasta 5 mm.
J16	Santiago Chilixtlahuaca	Esquisto de seriscita	Roca foliada con abundantes micas de seriscita, venillas de cuarzo y calcita. Contiene clorita.

Tabla 4.3. Clasificación de las 29 láminas de roca muestreadas en la Formación Tecomazúchil, utilizando un microscopio petrográfico.

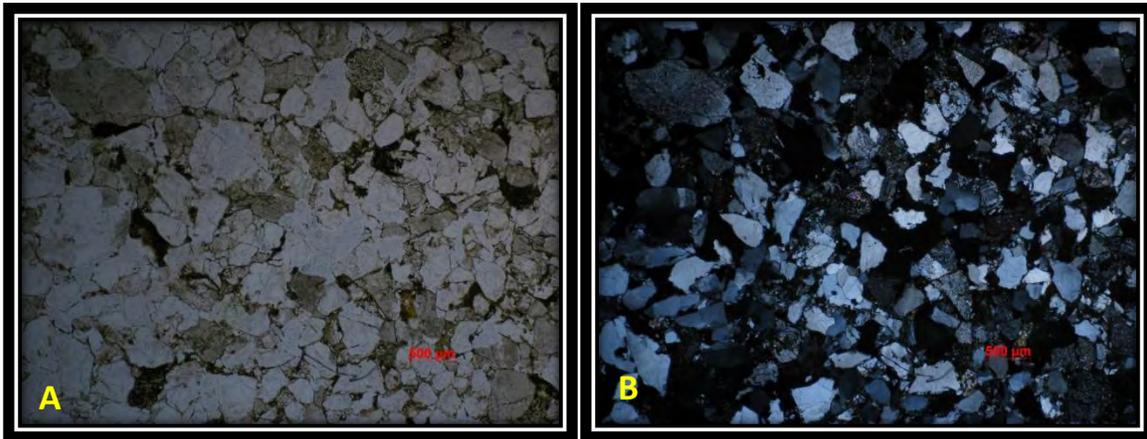


Figura 4.7 Sublitoarenita de la muestra MM5. Arenisca de grano fino bien seleccionada con clastos de cuarzo subredondeados y fragmentos de esquistos, pocos feldespatos, muy poca matriz arcillosa y cementante de óxido de hierro. A: muestra vista al microscopio petrográfico con luz polarizada; B: muestra vista al microscopio con nicoles cruzados.

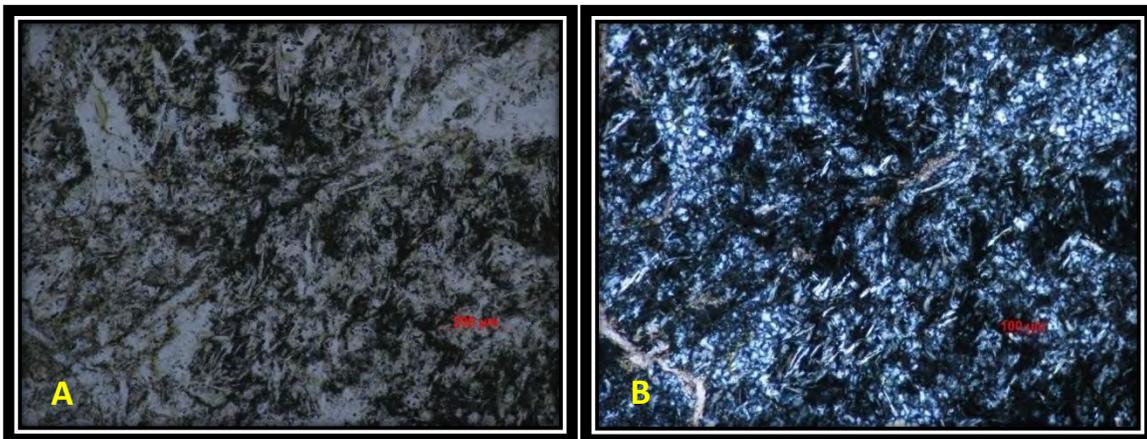


Figura 4.8. Andesita. Roca ígnea de textura afánítica con vetillas rellenas de calcita. Presenta una matriz de microcristales de plagioclasas y vetilla de cuarzo recrystalizado. A: muestra vista al microscopio petrográfico con luz polarizada; B: muestra vista al microscopio con nicoles cruzados.

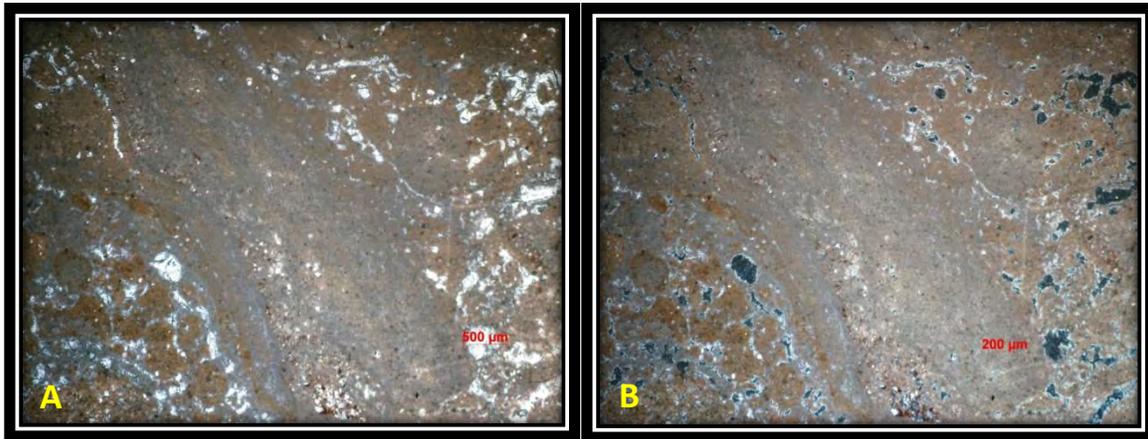


Figura 4.9. Lutita de la Formación Tecmazúchil, compuesta de minerales arcillosos. A: muestra vista al microscopio petrográfico con luz polarizada; B: muestra vista al microscopio con nicols cruzados.

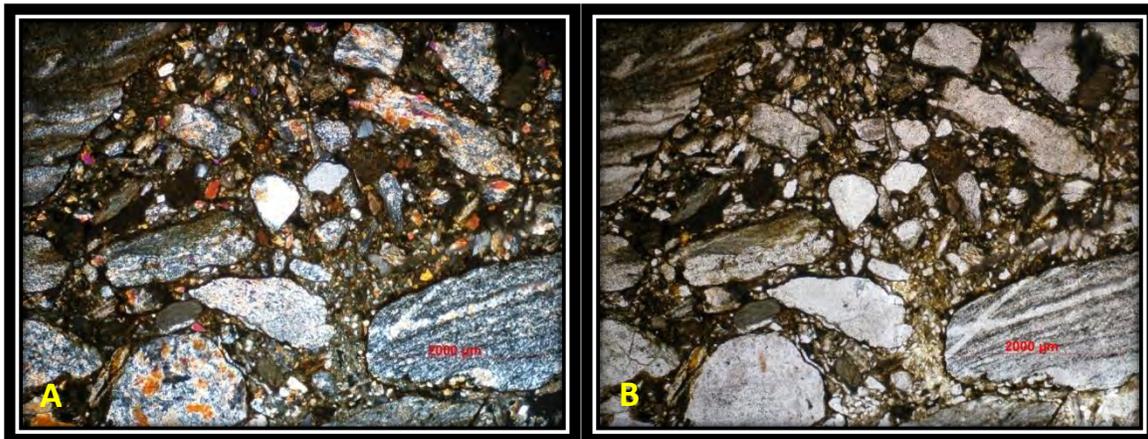


Figura 4.10. Conglomerado polimictico con matriz de arenas medias a gruesas y arcillas. Contiene clastos de cuarzo metamórfico y volcánico subredondeados a subangulosos, fragmentos de areniscas de grano fino, limolitas, lutitas y de esquistos, todos con geometrías subredondeadas y con diámetros de hasta 5 mm. A: muestra vista al microscopio petrográfico con luz polarizada; B: muestra vista al microscopio con nicols cruzados.

4.1.4 Contenido fosilífero.

En las porciones más finas de esta formación se observa con frecuencia flora fósil, consistente en hojas, tallos, troncos y semillas principalmente, Silva-Pineda (1978), realizó un estudio de ella con ejemplares provenientes de las inmediaciones de Texcalapa y Ayuquila, Oaxaca, en el que reporta lo siguiente:

- Tallos de equisetales de especies intermedias.
- *Equisetum rajmahalensis*.
- *Piazopteris branneri*.
- *Gonatosorus nathorstii*.
- *Sagenopteris sp. Aff. nilssoniana*.
- *Nilssonia macrophylla*.
- *Williamsonia nathorstii* Wieland.
- *Williamsonia netzahualcoyotlii* Wieland.
- *Zamites Tribulosus* Parson.
- *Ptilophyllum acutifolium*
- *Ptilophyllum cutchense*

Velasco-De León en el 2010 (comunicación personal), reporta la presencia de Bennettitales, semilla de *pteridosperma* (Figura 4.11), frondas de *Ctenis*, frondas de *Anomozamites*, conos de *Williamsonia*, madera de coníferas, ramas de *Brachyphyllum*, pelecípodos de agua dulce, *Bennettitales (Ptillophyllum)*, *Zamites* y abundancia de troncos.

Mendoza-Rosales (2002), reporta por primera vez la presencia de gasterópodos, tales como: *Unio ogamigoensis Kobayashi and Suzuki* y *Pila (Turbinicola?) nipponica Kobayashi y Suzuki*, respectivamente con una edad correspondiente al Jurásico Medio.



Figura 4.11. Fotografía de una muestra de flora fósil clasificada como semilla de Pteridosperma.

4.2 Litofacies

Uno de los trabajos clásicos sobre la sedimentación en los sistemas fluviales el de Miall (1977), en donde se presentan y codifican las características de distribución de facies y las estructuras sedimentarias primarias que caracterizan los depósitos de estos sistemas (Tabla 4.4).

Código de facies	Litofacies	Estructuras sedimentarias
Gms	Gravas masivas con textura no granosostenida	ninguna
Gm	Gravas masivas o algo estratificadas	Estratificación horizontal, imbricación
Gt	Gravas estratificadas	Estratificación cruzada
Gp	Gravas estratificadas	Estratificación cruzada planar
St	Areniscas, a veces con cantos	Estratificación cruzada
Sp	Areniscas, a veces con cantos	Estratificación cruzada planar
Sr	Areniscas	Ripples de diversos tipos
Sh	Areniscas	Laminación horizontal
Se	Niveles erosivos con cantos de cuarzo	A veces estratificación cruzada poco marcada
Ss	Areniscas, a veces con cantos	Estratificación cruzada, sensiblemente paralela al nivel basal erosivo
Fl	Limos, arcillas	Laminación paralela o de ripples
Fm	Limos, arcillas	Masivos
Fr	Limos, arcillas	Raíces y restos vegetales
P	Carbonatos	Caracteres edáficos
B	Limos, arcillas a veces areniscas	Bioturbación

Tabla 4.4. Código de las descripciones de facies para sistemas fluviales, según Miall (1977 y 1995).

A partir de Miall (1985), se puede determinar que la sedimentación dentro de los sistemas de ríos trenzados se da esencialmente en dos porciones: en la proximal, con el desarrollo de secuencias tipo Scott y Donjek; y en la planicie distante, con secuencias tipo Platte y Bijou Creek (Figura 4.12).

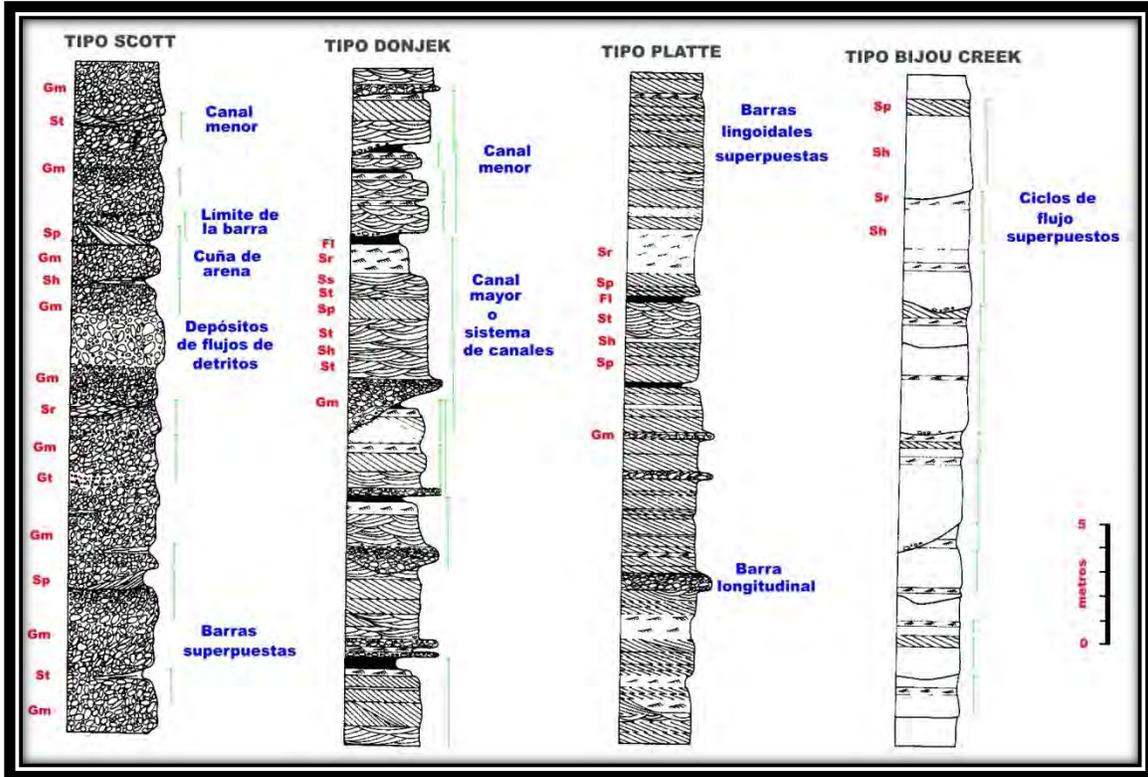


Fig. 4.12 Secuencias verticales características de los diferentes tipos de sistemas fluviales, (Después de Arche, 1992).

Los principales elementos morfológicos de un sistema de ríos meándricos (Figura 4.13) son: 1. el canal principal; 2. las barras de punta; 3. los bordos naturales; 4. las planicies o llanuras de inundación; 5. los lagos laterales, y 6. las áreas de desborde. Ya que en estos sistemas los sedimentos se acumulan debido a la acción del canal principal y a la inundación periódica de la planicie adyacente; los depósitos por lo general, están asociados a estos elementos morfológicos:

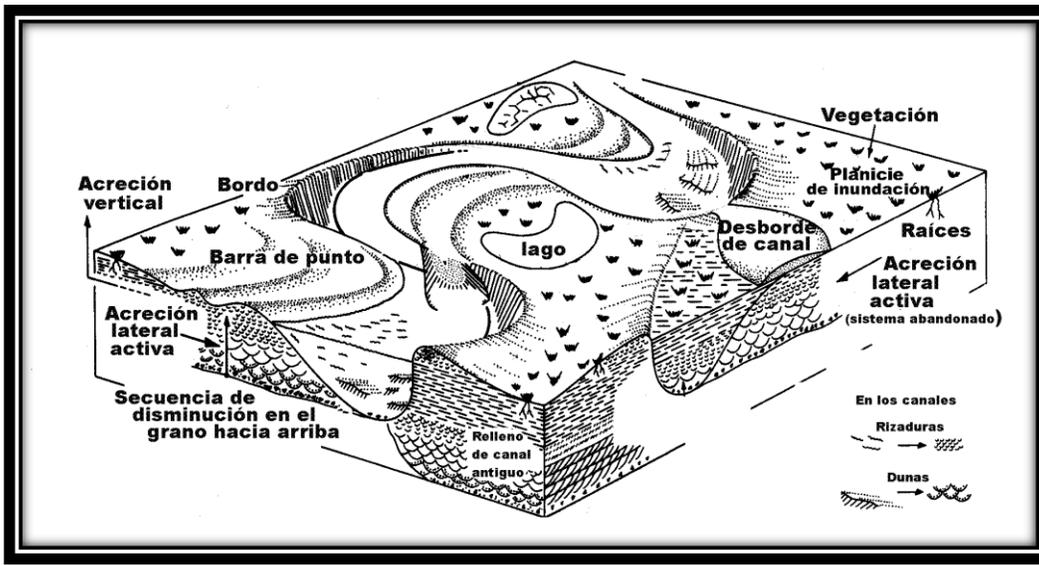


Figura 4.13. Características morfológicas de un sistema fluvial meándrico, mostrando los sitios principales de depósito y los productos generados (Después de Arche, 1992).

1. Depósitos de canal. Son depósitos compuestos generalmente de material grueso que los ríos pueden mover o transportar durante los períodos de máxima competencia de las corrientes. Este material incluye gravas, troncos u otro material vegetal de grandes dimensiones, también contiene lodo parcialmente consolidado que ha sido erosionado de las paredes del canal. Tienden a ser depósitos de forma lenticular, en donde lo más característico es la imbricación de clastos que presentan.
2. Depósitos de barras de punta. Estos depósitos se generan en las partes interiores de las curvas del canal a partir de un flujo en espiral que se crea en dicho punto. Debido a este flujo, los granos más gruesos tienden a ser depositados en las partes basales de la barra, y los sedimentos finos en la parte superior, dando como resultado una secuencia de disminución de tamaño de grano hacia arriba de barra de punto. La estructura sedimentaria primaria más característica de los depósitos de barras de punta es la estratificación cruzada cóncava, tanto de pequeña como de gran escala.
3. Depósitos de bordo. Estos depósitos se desarrollan en la porción cóncava de la curva que delimitan los meandros. Son de mayor espesor y de grano más grueso cerca

de los canales, y se hacen más finos a medida que avanzamos hacia la planicie de inundación. Es común que se tengan arenas finas con estratificación horizontal y rizaduras de corriente, sobreyacidas por lodos laminados; son muy comunes en los depósitos de bordo o muro.

4. Depósitos de planicies de inundación. Están constituidos por sedimentos finos depositados por suspensión a partir de las aguas que inundan la planicie adyacente al canal. Estos depósitos tienden a desarrollar poco espesor, y comúnmente contienen grandes cantidades de material vegetal; así mismo, presentan una bioturbación moderada.

5. Depósitos de desborde. Estos depósitos se generan cuando las aguas de la corriente principal logran romper los muros que la confinan. La sedimentación por tracción y suspensión ocurre rápidamente cuando el agua cargada, tanto con material grueso como fino, pierde su competencia en el transporte, dando como resultado depósitos gradados.

6. Depósitos de lago lateral. Consisten de sedimentos finos, arcillas y lodo, que han sido introducidos a los lagos laterales durante las épocas de inundaciones. Son comúnmente laminados, y pueden llegar a presentar restos de plantas, así como ostrácodos y moluscos de agua dulce.

En la zona de estudio se tienen secuencias intercaladas de tipo Donjek y Platte que presentan litofacies de tipo Gm, Gt, St, Sp, Sh, Fl, con facies medias y distales de abanicos aluviales. Todo esto combinado con los depósitos de sedimentos finos de las llanuras de inundación y los lagos aislados generados dentro de los sistemas meándricos.

4.3 Biofacies

La aparición de una especie en las rocas de una región determinada puede representar la evolución en el lugar, la ruptura de una barrera en algún sitio o meramente la adaptación a un ambiente favorable (Eicher, 1973), siendo esto último

lo que se presenta en la Formación Tecomazuchil. Una asociación de especies que algunos autores como Eicher llamarían Cenozonas, otros más las describen como paleocomunidades y biofacies que se deben únicamente al contenido biológico sin importar si estas son aloctonas o autóctonas.

Con respecto a este punto podemos considerar que a lo largo de la columna medida para este trabajo existieron dos tipos de comunidades. En la base, una comunidad vegetal de tipo matorral donde se encontraron presentes las bennetiales con numerosas frondas completas e incompletas pertenecientes a los géneros: *Zamites*, *Otozamites* y *Ctenis*, este último muy poco frecuente. También se registra la presencia de una probable semilla de pteridosperma. A medida que se asciende estratigráficamente se incrementa la presencia de bennetiales, *Equisetum*, helechos (comunidad riparia) y ramas de coníferas de la familia cheirolepidaceae que ocuparían el estrato arboreo formando un bosque; es importante mencionar que las ramas y tallos de *Equisetum* están alineados, indicando que existió una corriente de agua que causó esta orientación. Por lo que, se interpreta que las condiciones ambientales (humedad y temperatura) favorecieron a esta diversidad. Para saber exactamente cuanta precipitación y temperatura existió, se tiene que considerar el tamaño de las hojas; estudios que actualmente están en progreso.

La presencia de numerosos pelecipodos y gasterópodos, identificados como *Unio ogamigoensis* Kobayashi y *Pila nipponica*, permite proponer la existencia de un cuerpo de agua dulceacuícola nombrado por Mendoza Rosales (2002), como paleolago de Chilixtlahuaca.

De manera general Willis y McElwain (1999), consideran que el sur de México, Cuba, Colombia y Norte de Brasil, para el Jurásico Medio, tenían un clima tropical húmedo en verano, fundamentado con la presencia de microbennettiales, helechos, y microconíferas.

4.4 Ambiente sedimentario

Algunos autores como Moran-Zenteno et al.(1993) y Caballero-Miranda et al. (1989), han propuesto un medio de sedimentación marino hacia el sur de la zona de estudio, con variaciones del nivel del mar y una transición a un ambiente sedimentario netamente continental hacia el norte, en las proximidades de Huajuapán de León, Oaxaca. Mendoza-Rosales (2002) reportó la presencia de gasterópodos fósiles en los alrededores de Santiago Chilixtlahuaca, proponiendo entonces la conformación de cuerpos lacustres en un ambiente fluvial de tipo meandrónico, donde se dieron las condiciones necesarias para la aparición y preservación de dichos organismos.

Producto del análisis de la litología, el contenido fosilífero y las estructuras sedimentarias, tales como estratificación cruzada y laminación, de las rocas de la Formación Tecomazúchil, formada por areniscas, areniscas conglomeráticas, conglomerados, limolitas y lutitas, se propone un ambiente de depósito netamente continental; específicamente un ambiente fluvial con desarrollo de barras laterales y longitudinales combinado con el desarrollo de sistemas meándricos; ambos con una orientación general NW-SE, que se intercalan cíclicamente con facies medias y distales de abanicos aluviales y llanuras de inundación dentro de un graben con la misma orientación.

Dicho sistema fluvial se desarrolló bajo un clima cálido y húmedo, características propicias para permitir el crecimiento de abundante vegetación, como la encontrada en la flora fósil dentro de las secuencias más finas de la formación.

Este sistema fluvial se caracteriza por muchos canales separados por barras y pequeñas islas y es muy común encontrarlos donde los sedimentos son abundantes, las descargas de agua son altas y esporádicas, y los ríos son sobrecargados con sedimentos; esto ocurre generalmente en las partes distantes de los abanicos aluviales. Durante los períodos de descarga alta, la corriente en los canales es rápidamente sobrecargada de sedimentos gruesos, formando barras alrededor de las cuales la corriente se desvía; un desarrollo repetitivo de estas barras y la separación

consecuente de los canales, genera el aspecto trenzado de este sistema fluvial (Figura 4.14).

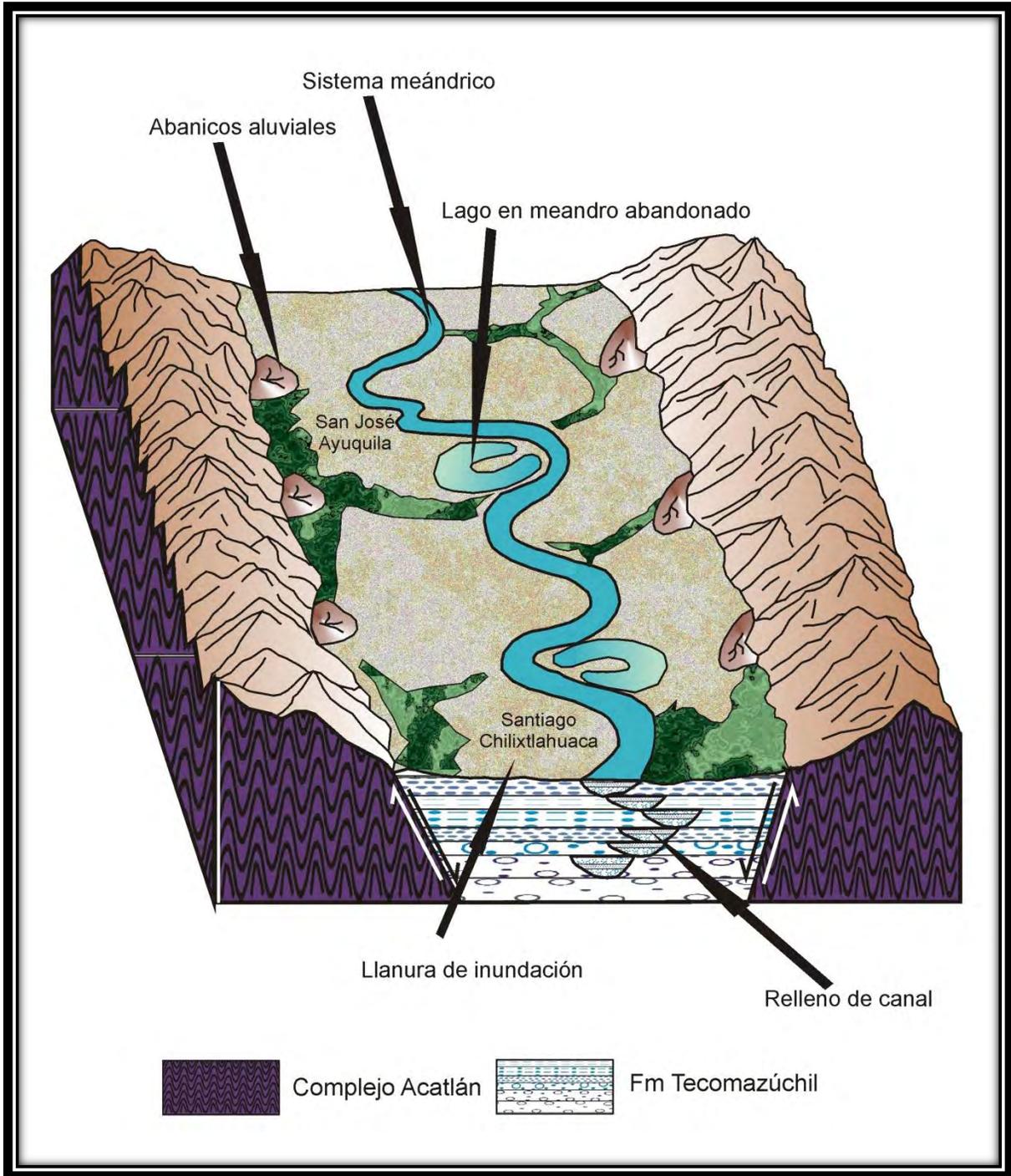


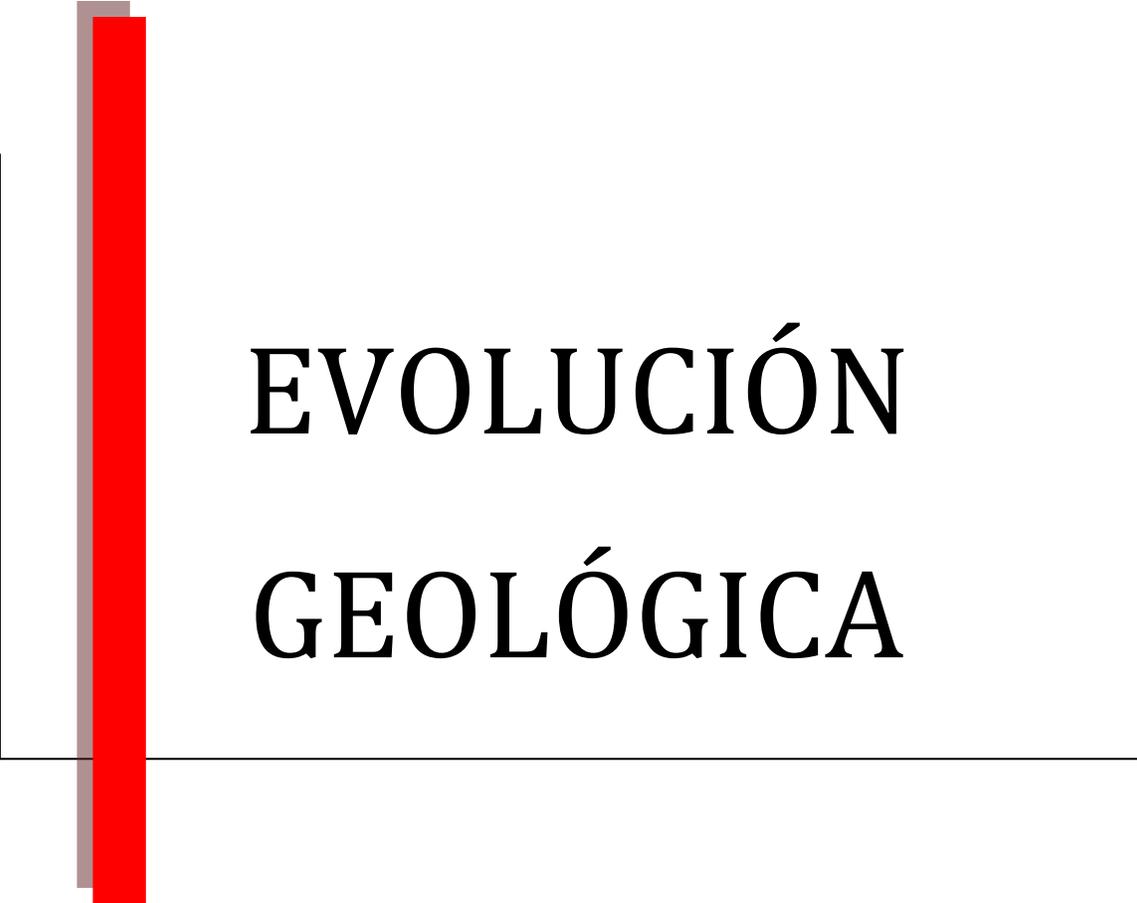
Figura 4.14. Reconstrucción paleoambiental del Jurásico Medio en el área de Santiago Chilixtlahuaca y San José Ayuquila.

Los sistemas meándricos muy a menudo suelen dar origen a cuerpos lacustres aislados; ya que cuentan con las condiciones necesarias para el desarrollo de fauna dulceacuícola; tal como el que propone Mendoza-Rosales (2002), en los alrededores de Santiago Chilixtlahuaca. Típicamente un lago tiene periodos de circulación del agua por cambios de temperatura (primavera y otoño) y periodos en que el aporte de sedimentos es mucho mayor (verano). Esta alternancia regular de circulación y sedimentación produce finas laminaciones que pueden ser muy extensas y rítmicas, llamadas “varvas”. Esta laminación se puede reflejar no solo en ciclos estacionales sino también en ciclos climáticos a gran escala que pueden generar las condiciones ideales para la preservación de la materia orgánica.

La principal fuente de aporte de sedimentos para la Formación Tecomazúchil en el área de estudio, fue el Complejo Acatlán; tomando en consideración las observaciones realizadas en campo, los análisis petrográficos en el laboratorio y todas las características descritas para esta formación. Durante el depósito de esta secuencia se dieron importantes episodios de acumulación y erosión; por lo que, los mismos depósitos de ésta, fungieron como fuente de aporte para los estratos más recientes.

El contacto de la Formación Tecomazúchil con el Complejo Acatlán ha sido interpretado como discordante, como consecuencia de un sistema de fallas que dieron origen a una secuencia de pilares y fosas tectónicas que condicionaron el contraste en el relieve y esto aunado con los ciclos alternados de fuertes y débiles precipitaciones pluviales, provocaron una mayor erosión de tipo mecánico . Este sistema de fallas fue lo que permitió, en parte, el emplazamiento de las rocas volcánicas en el contacto de la Formación Tecomazúchil y el Complejo Acatlán, y que la formación tenga importantes variaciones de espesores en espacios próximos.

Capítulo **5**



EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

La Geología del Estado de Oaxaca es una de las más complejas de toda la República Mexicana, ya que involucró rocas que muestran una evolución del Precámbrico al Reciente. En este capítulo se plantea la evolución geológica que se llevó a cabo durante el Paleozoico, Mesozoico y el Cenozoico en los alrededores de Huajuapán de León, Oaxaca.

5.1 Paleozoico.

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1981), la composición y características representativas del Complejo Acatlán expresan una secuencia de eventos en los que se identifican la mayoría de las etapas del ciclo orogénico de Wilson, relacionado con la apertura y cierre de una cuenca oceánica. El registro que aflora en la porción oriental y sur de México se le vincula a los procesos de evolución desarrollados, tanto en la margen oriental de Laurentia, así como en el borde norte de Gondwana.

En el Paleozoico confluyen en el espacio de México la margen cordillerana del Cratón de Norteamérica y el cinturón Marathon-Ouachita. En el Paleozoico se registran dos importantes eventos orogénicos: 1) una colisión continental a finales del Ordovícico (O. Acateca); y 2) La colisión de la margen meridional de Laurentia y el noroccidente de Gondwana, lo que da origen al supercontinente Pangea durante el Carbonífero y Pérmico, con el desarrollo de un evento denominado Orogenia Ouachita (Moran-Zenteno, 2009)

La sedimentación para el Paleozoico en el sur de México está representada por las secuencias, producto del levantamiento producido por la Orogenia Ouachita y la erosión del Terreno Mixteca durante el Devónico-Pensilvánico, siendo ésta de 2 tipos: 1) sedimentación marina con depósitos calcáreo-detríticos (formaciones Los Arcos, Cuxtepeque y Platanoaya, en Olinalá, Guerrero y Platanoaya, Puebla, respectivamente.); 2) sedimentación fluvial (Formación Matzitzi en Mezontla, Puebla).

5.2 Mesozoico.

Durante el lapso de tiempo comprendido entre el Triásico y el Jurásico Temprano el registro marino está completamente ausente, dando cabida a un periodo de emersión asociado a una tectónica de fallamiento normal relacionado con la apertura del Golfo de México y la rotación de Norteamérica al NW y el desplazamiento del bloque de Yucatán hacia el sur. La cubierta sedimentaria generada durante el Paleozoico continuó siendo erosionada durante todo este tiempo, quedando expuesto el Complejo Acatlán que presenta una gran variedad de rocas metamórficas con diferentes niveles de metamorfismo. La Unidad Diquiyú es la única evidencia que refleja un episodio de vulcanismo calcoalcalino durante este lapso de tiempo.

Para el Toarciano, el anterior régimen de levantamiento y erosión sufre un cambio gradual y se ve reflejado con los depósitos continentales, en la región sur perteneciente a la Formación Rosario (Toarciano-Aaleniano?, Erben, 1956). El Conglomerado Cualac representa un cambio más evidente del cambio en el régimen de depósito hacia el Aaleniano. La parte basal de la Formación Rosario está constituida por gruesas capas de conglomerados acuñaados, que bien pudieron ser producto de facies proximales de abanicos aluviales depositados en los márgenes de cambio de pendiente, entre el relieve contrastado de los horsts y grabens generados por la tectónica activa en ese entonces.

Para el Bajociano-Calloviano, el sistema fluvial imperante evolucionó al de un complejo con amplias llanuras aluviales, donde se desarrolló un sistema de depósito enteramente continental en los alrededores de Huajuapán de León, Oaxaca; Petlalcingo, Ixcaquixtla y Tecamatlán, Puebla; mientras al suroeste, se tenía la presencia de flujos marinos que propiciaron ambientes, tales como, desarrollos pantanosos en un evento transgresivo del Océano Pacífico. La distribución espacial de ambos tipos de depósito, permite establecer de manera aproximada el límite de invasión por parte de los mares provenientes del Océano Pacífico.

Los depósitos continentales en un sistema fluvial que tuvieron lugar al noroeste de Huajuapán de León, quedaron de manifiesto en el registro de la Formación Tecomazúchil; en la que la parte basal está conformada por cuerpos conglomeráticos producto del depósito de facies proximales de abanicos aluviales, alojados en las amplias planicies aluviales formadas dentro de una serie de grabens originados por la tectónica de la región (fase de extensión); mientras que el depósito del resto de la formación tuvo lugar debido a la combinación y/o intercalación de sistemas de depósito meándricos, llanuras de inundación, ríos con desarrollo de barras y facies distales de abanicos aluviales, además de la conformación de lagos aislados en los sistemas meándricos, como el que se encuentra en las proximidades de Chilixtlahuaca, Oaxaca.

Estos sistemas de depósito fueron alimentados por corrientes provenientes de altos topográficos correspondientes con pilares tectónicos activos, siendo la principal fuente de aporte las rocas del Complejo Acatlán. Debido al desarrollo de sistema de fallas de crecimiento asociadas a vulcanismo y en combinación con los factores ambientales de lluvias intempestivas y un clima cálido y húmedo, se dieron episodios de fuerte erosión de estos pilares tectónicos y una rápida sedimentación, lo que permitió la preservación de los restos de flora fósil (Figura 5.1).

Para el Oxfordiano, las transgresiones marinas avanzaron más, ganándole terreno al continente y llegando a comunicarse con el Océano Pacífico con las partes bajas del Protogolfo de México, pero ocupando, dentro de la zona de estudio, solo las depresiones en las que previamente se desarrollaron los sistemas fluviales entre Huajuapán de León y Petlalcingo; los ambientes para ese tiempo fueron transicionales (mixtos) y de aguas someras.

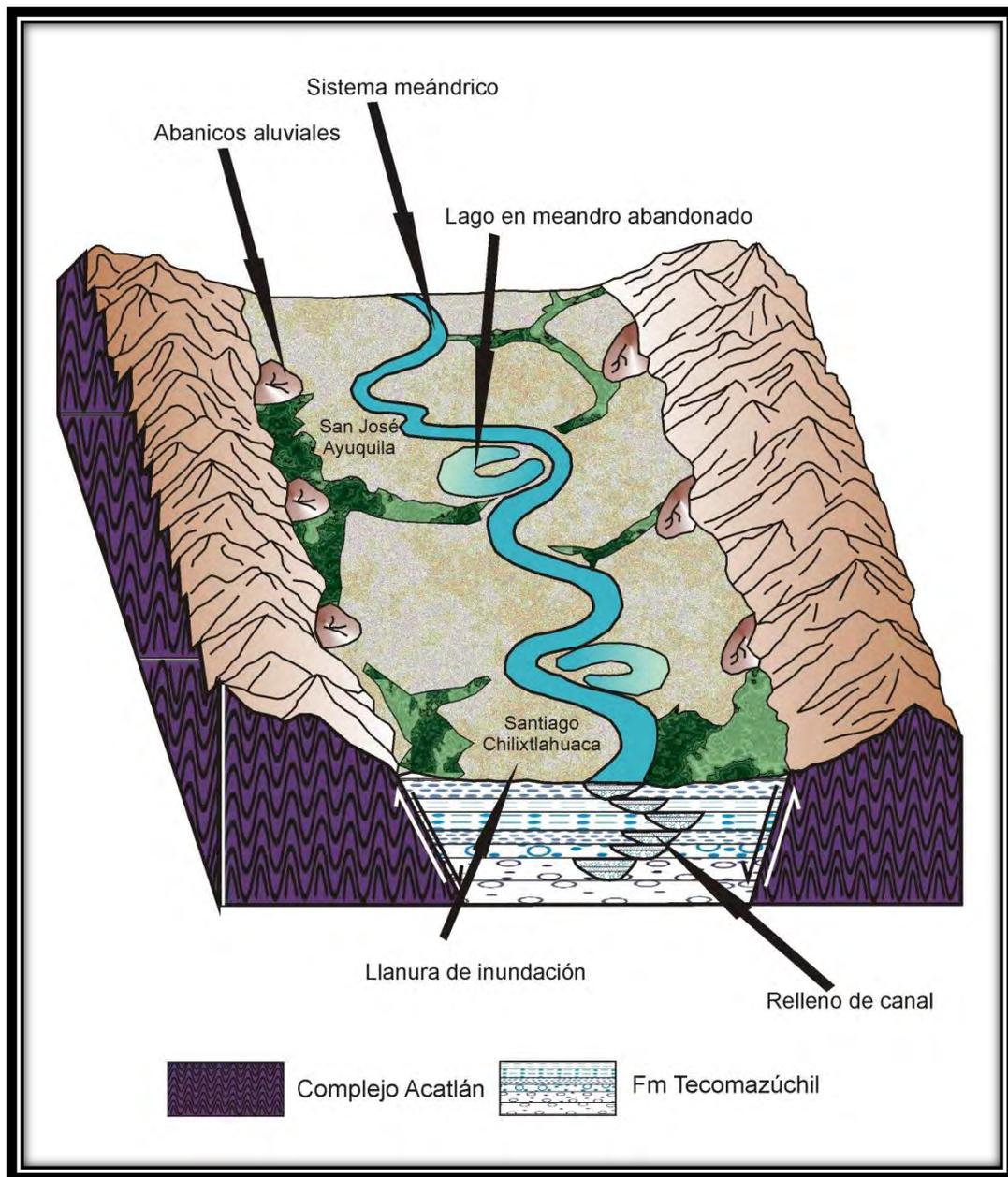


Figura 5.1 Modelo paleoambiental del Jurásico Medio para la Formación Tecmazúchil.

Al norte de la zona de estudio no hay evidencia de la existencia de rocas marinas del Jurásico Superior, por lo que, se interpreta que no hubo depósito de ellas estando esta zona por arriba del nivel de la invasión marina; por lo que, estuvieron sujetas a la erosión, aportando terrígenos a la zona marina. En el lapso de tiempo correspondiente al Jurásico Superior (Oxfordiano-Tithoniano) se interpreta que existieron condiciones

de aguas someras producto de las invasiones marinas por las corrientes provenientes del Océano Pacífico y con flujos intermitentes de aguas dulces con reducido aporte de terrígenos (Figura 5.2).

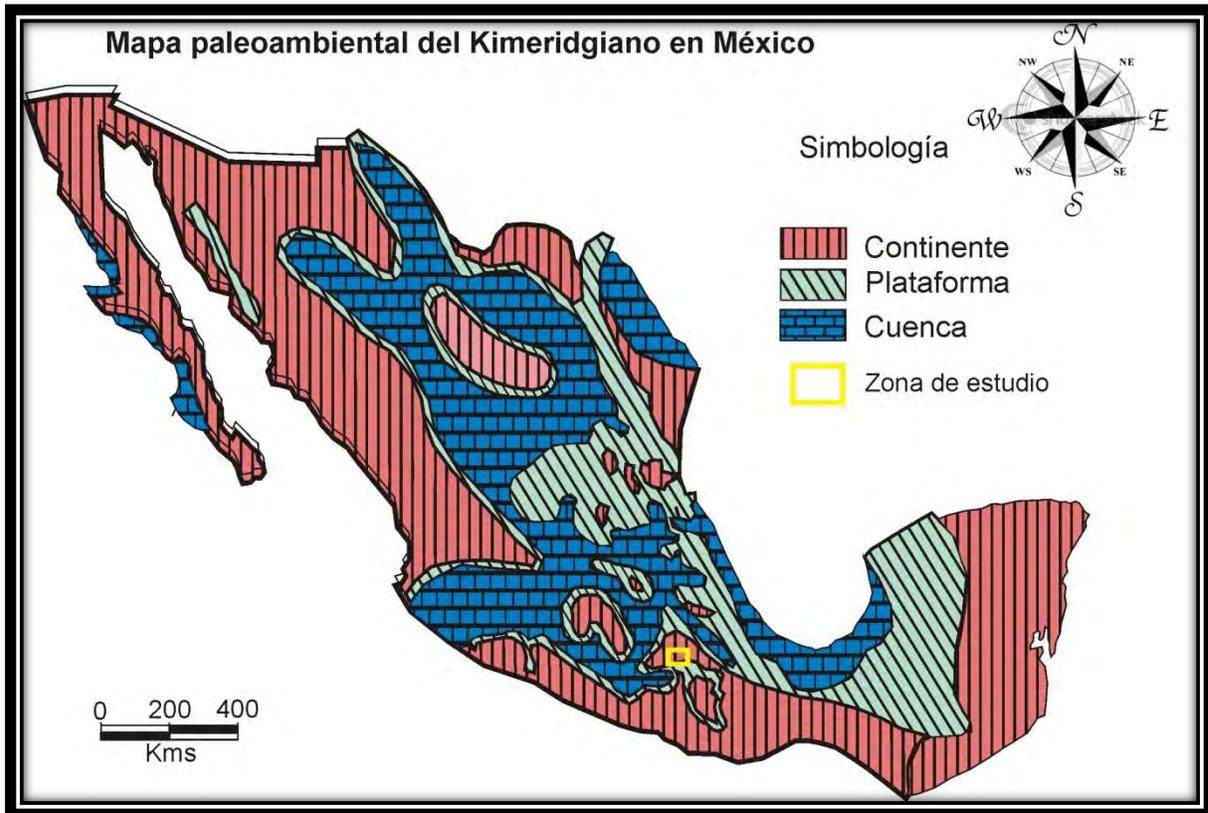


Figura 5.2 Paleogeografía del Kimmeridgiano en México. (Modificada de Buitrón-Sánchez et al., 2003)

En el Oxfordiano, las corrientes acarreaban principalmente material arenoso y las condiciones de depósito eran de alta energía, lo que corresponde con la Formación Chimeco. Posteriormente, aún en el Jurásico Superior, prevalecieron condiciones de depósito en aguas tranquilas con aporte de sedimentos finos, lo que corresponde con el depósito de la Formación Mapache. Los acuñaientos que pueden observarse de las secuencias marinas jurásicas correspondientes con las formaciones Chimeco y Mapache, indican que las condiciones imperantes durante el Cretácico Temprano (Berriasiano-Albiano) fueron de intensa erosión; por lo que, no se tienen rocas de esa edad.

Durante el Hauteriviano ocurrió el emplazamiento de un cuerpo ígneo intrusivo, debido a un sistema de fallas laterales, entre la Formación Tecamazúchil y el Complejo Acatlán.

Durante el Albiano-Cenomaniano se dan eventos de transgresiones marinas, producto de un incremento generalizado en el nivel del mar, trayendo consigo condiciones de depósito de plataforma carbonatada en aguas cálidas, lo que es evidente por la presencia de fauna fósil de organismos epipelágicos; además la profundidad era somera y variaba a condiciones litorales (Figura 5.3).

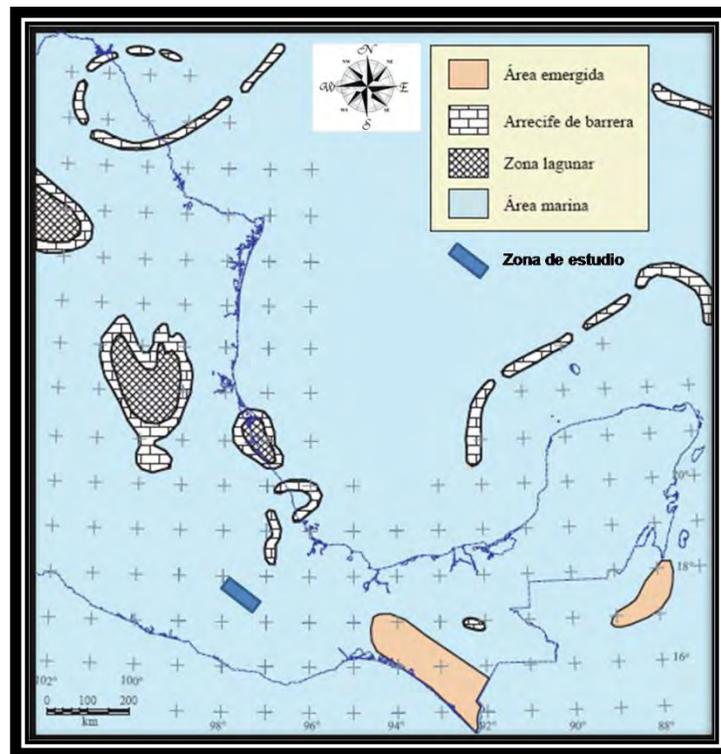


Figura 5.3. Paleogeografía del Albiano en México (Tomada de Padilla y Sánchez, 2007)

Durante esta transgresión marina se dieron las condiciones favorables para el depósito de la Formación Teposcolula.

5.3 Cenozoico

En el Cretácico Tardío y en el Paleoceno Temprano, se inicia con el evento tectónico que dió origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México; específicamente las Sierras y Cuencas de Coahuila, la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Zongolica, evento que culminó en el Eoceno Temprano (Padilla y Sánchez, 1982).

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. Los esfuerzos generados por la Orogenia Laramide también afectaron a los depósitos previos de la zona originando fallas y plegamiento dentro de las secuencias de rocas jurásicas y cretácicas (formaciones Tecamazúchil, Chimeco, Mapache y Teposcolula). Esta condición tectónica favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos continentales después del fin de la orogenia, que empezaron a depositarse en las partes bajas del relieve recién modificado en la zona de estudio. También inició una etapa de actividad volcánica muy importante. Todo esto se ve reflejado en los depósitos de cenizas volcánicas, areniscas, arcillas arenosas, capas de conglomerados y brechas que ocurren interestratificados en la Formación Huajuapán, que tienen edades que van desde el Paleoceno y hasta el Oligoceno.

La tectónica continuó activa en la zona durante el Mioceno y parte del Plioceno, dejando como rastro los depósitos volcánicos de la Unidad Ahuehuetitlán y la Unidad Andesita Basáltica Chila.

Durante el Reciente, se sigue moldeando la configuración actual del relieve de la zona con la erosión de las estructuras altas, producto de las deformaciones provocadas por la tectónica de la región y además con los sedimentos terrígenos depositados en las partes topográficamente bajas.

Capítulo | 6



CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones.

1. La parte basal de la Formación Tecomazúchil presenta una intercalación de conglomerados arenosos y areniscas conglomeráticas. El resto de la formación está constituida por una secuencia terrígena arrítmica de colores beige a gris claro, donde predominan las capas de areniscas y areniscas conglomeráticas, incluyendo dentro de ellos, y de manera esporádica, cuerpos lenticulares de conglomerados arenosos que se consideran como rellenos de canal de pequeña magnitud. De forma incipiente se presentan intervalos de limolitas, lutitas y areniscas de grano fino; todo esto se dio en un ambiente sedimentario netamente continental.
2. La Formación Tecomazúchil presenta secuencias intercaladas producto de un sistema fluvial de orientación general NW-SE, de tipo Donjek y Platte que presentan litofacies de tipo Gm, Gt, St, Sp, Sh, Fl, de acuerdo con la clasificación de litofacies Miall (1996), con facies medias y distales de abanicos aluviales, combinados con los depósitos de sedimentos finos de las llanuras de inundación y los lagos aislados generados dentro de un sistema meándrico, a lo largo de un graben originado en la fase de extensión que precedió a la apertura del Golfo de México en el Triásico – Jurásico Medio.
3. El ambiente de depósito de la Formación Tecomazúchil se llevó a cabo en condiciones climáticas cálidas y húmedas, que se interpretó con base en la flora y fauna fósil encontrada a lo largo de secuencia.
4. El espesor total de la columna estratigráfica medida con báculo de Jacob y cinta métrica, en los alrededores de Santiago Chilixtlahuaca, es de 705m, desde el contacto con el Complejo Acatlán y hasta el contacto superior con la Formación Chimeco.
5. La dirección preferencial de las rocas que conforman a la Formación Tecomazúchil es N18°W, en promedio, con un buzamiento general hacia el noreste que varía entre los 15 y los 45°.

6. El contacto inferior de la Formación Tecomazúchil se encuentra de manera discordante sobre el Complejo Acatlán, de edad paleozoica; producto de un sistema de fallas que dieron origen al graben sobre el que se depositó dicha formación.
7. Hacia la cima de la Formación Tecomazúchil se tiene un contacto transicional con la Formación Chimeco del Jurásico Superior, representado por una intercalación de areniscas de grano fino y medio con un cambio de colores de rojo a gris y gris claro, conforme va aumentando el contenido de carbonato de calcio.
8. La fuente principal de aporte de sedimentos para la acumulación de la Formación Tecomazúchil fueron las rocas del Complejo Acatlán y detritos propios de la misma formación, depositados y posteriormente erosionados.
9. Se identificaron 2 comunidades fosilíferas principales: en la base una comunidad vegetal de tipo matorral donde se encontraron presentes las bennetiales con numerosas frondas completas e incompletas pertenecientes a los géneros: *Zamites*, *Otozamites* y *Ctenis*, este último muy poco frecuente. También se registra la presencia de una probable semilla de pteridosperma. A medida que se asciende estratigráficamente, se incrementa la presencia de bennettiales, *Equisetum*, helechos (comunidad riparia) y ramas de coníferas de la familia cheirolepidaceae, que ocuparían el estrato arbóreo formando un bosque.
10. La presencia de numerosos pelecípodos y gasterópodos, identificados como *Unio ogamigoensis Kobayashi* y *Pila nipponica*, permite proponer la existencia de un cuerpo de agua dulceacuícola nombrado por Mendoza Rosales (2002), como paleolago de Chilixtlahuaca.
11. La edad de la Formación Tecomazúchil no es del todo precisa, puesto que los organismos fósiles encontrados dentro de ella, tienen un rango de edad bastante amplio; pero debido a que se encuentra en un contacto transicional con la Formación Chimeco del Jurásico Medio (Calloviano), se le asigna también una edad del Jurásico Medio, entre el Bajociano y el Bathoniano.

12. El mapa geológico generado muestra la distribución y geometrías de contacto entre las unidades identificadas dentro de la zona cartografiada. Estas unidades son:

El Complejo Acatlán: rocas metamórficas ubicadas en la parte suroeste de la zona cuya orientación preferencial de foliación es hacia el N16°W, con una inclinación que varía entre 28 y 45°.

La Formación Tecamazúchil: intercalaciones de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas. El rumbo preferencial de las rocas que conforman a la Tecamazúchil, en el área de estudio, es de N18°W, en promedio, con un echado general hacia el noreste, mismo que varía entre los 15 y los 45°.

La Formación Chimeco: calizas arenosas, areniscas calcáreas, ooespatita y caliza arcillosa, con equinoides, pelecípodos y rellenos de gusanos.

La Formación Mapache: capas de calizas arcillosas con intercalaciones de capas de limolitas y lutitas calcáreas que se acuñan hacia el Sur hasta desaparecer.

La Formación Teposcolula: calizas de textura mudstone a packestone con nódulos de pedernal, con fracciones arcillo-arenosas; contiene caliza arcillosa, caliza limosa, arenisca calcárea, marga y caliza masiva, que conforman una serie de altos estructurales dando origen a un cordón serrano cortado por profundas barrancas.

La Formación Huajuapán: serie de cuerpos interestratificados de areniscas, arcillas arenosas, cenizas volcánicas, capas de brechas volcánicas y conglomerados; se encuentra sobre las rocas mesozoicas con una marcada discordancia y, su contacto con las rocas volcánicas del Terciario es discordante y con una geometría ondulante

La Unidad Ahuehuetitlán: Secuencia volcánica de morfología tabular y superficie irregular de fuertes pendientes, conformado por diversas emisiones lávicas y piroclásticas en las cercanías del poblado Zapotitlán Palmas, Oaxaca, en la porción noreste de la zona.

La Unidad Andesita Chila: afloramientos de lavas aislados de corta extensión, mismos que corresponden con aparatos volcánicos de composición andesítica con rocas volcánicas lávicas. Se presentan en su mayoría en forma alineada, en la porción norte del área, aparentemente relacionados a un fallamiento normal.

Los Intrusivos Cretácicos: El primero y más importante por su extensión, se localiza al oeste de Santiago Chilixtlahuaca; este cuerpo se denomina Intrusivo Chilixtlahuaca. El segundo cuerpo intrusivo aflora al oriente de la carretera Huajuapán-Mariscala, al norte de San Jerónimo Silicayoapilla, y se encuentra emplazado en las rocas de la Formación Tecomazúchil.

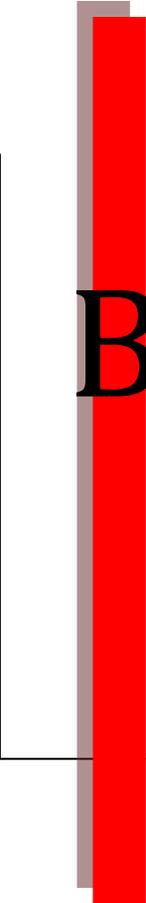
Depósitos recientes: extensiones del terreno con depósitos de talud, depósitos antiguos y actuales de aluvión aprovechados principalmente para la agricultura. Sobre las rocas calcáreas se encuentran costras de superficie rugosa conformadas por caliche.

6.2 Recomendaciones.

Realizar una descripción detallada de la Formación Tecomazúchil en otras localidades donde se ha reportado; para tener mayor información que permita realizar la correlación estratigráfica y conocer las variaciones y extensiones geográficas de los subambientes sedimentarios.

Realizar estudios paleoclimáticos específicos, basados en el tipo y extensión de la flora fósil encontrada.

Realizar un análisis estructural detallado para definir de manera clara los sistemas de fallas laterales que afectan a la zona y que, posiblemente, uno de los factores que modifican el espesor de la Formación Tecomazúchil, hacia la zona noroccidental de Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca.



BIBLIOGRAFÍA

Alencaster G. y Buitrón, B.E., 1965. Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla. : Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 21, pp. 1-53.

Arche, A., 1992. Sedimentología, vol1. 103 p.

Buitrón-Sánchez, B.E., Gómez-Espinosa, C., 2003, Cretaceous (Aptian-Cenomanian) gastropods of Mexico and their biogeographic implications, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 403–418.

Cain, S.A. 1950. Life forms and phytoclimates. Botanical Review 16:1-32.

Caballero-Miranda, C., Silva-Romo, G. y Campos-Madriral, E., 1989. Afloramientos jurásicos del trayecto Chila-Huajuapán de León. Litosfera, vol. 1, n.2.

Caballero-Miranda, C., 1990. Geología y anisotropía magnética del Jurásico continental del área Huajuapán de León-Petalcingo, estados de Oaxaca y Puebla. Tesis de maestría no publicada, UNAM, Facultad de Ciencias. 142 p.

Caballero – Miranda, 2009. Apuntes de geomorfología, pp. 22.

Comisión Norteamericana de nomenclatura estratigráfica, 2005. Código estratigráfico Norteamericano. Traducción de Barragán, R., Campos-Madriral, E., Ferrusquia-Villafranca, I., López-Palomino, I. y Tolson, G. Instituto de Geología, Facultad de Ingeniería, UNAM y Servicio Geológico Mexicano. Bol. 117, 64p.

Corona-Esquivel, R., 1981. Estratigrafía de la región de Olinalá y Huamuxtitlán. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría no publicada, 122 pp.

Cserna, Z. de, Ortega-Gutiérrez, F. y Palacios-Nieto, M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla.: Soc. Geol. Mexicana, libro guía de la excursión geológica a la cuenca alta del Río Balsas, V Convención Geológica Nacional.

Eicher, Don L., 1973. El tiempo geológico, 149 pp. Título del original en inglés: "Geologic Time". Traducción de J.C.M. Turner y Regina Levy de Caminos.

Erben, H. K., 1956 a. El Jurásico Medio y el Calloviano de México.: XX Congreso Geológico Internacional. 20. México, 139 pp.

Erben, H.K., 1956 b. El Jurásico Inferior de México y sus amonitas.: Congreso Geológico Internacional. 20 a. México, 393 pp.

Ferrusquía-Villafranca, I., 1976. Estudios geológicos-paleontológicos en la región Mixteca. Parte 1: Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlan, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 97, 160 p.

Fries, C., 1960. Geología del Estado Morelos y de partes adyacentes de México Guerrero, región central meridional de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 60, 326 p.

Fries, C., y Rincón – Orta, C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, vol. 73, pp. 53-133.

Fries, C. Jr. y Rincón, C., Solorio, M., Schmitter, E. y Cserna, Z., 1970, Una edad radiométrica ordovícica del tronco de Totoltepec, Estado de Puebla, Sociedad Geológica Mexicana, Excursión México-Oaxaca. pp. 164-166.

Galina-Hidalgo, S. M., 1996. Geocronología y Paleomagnetismo de rocas intrusivas y volcánicas del área de Huajuapán de León, Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 112 p.

García-Mendoza et al., 2004. Biodiversidad de Oaxaca, 1ra edición, México, Producción editorial Redacta S.A. de C.V., pp. 29-42, 43-54.

Grajales-Nishimura, J. M., 1988, Geology, geochronology and tectonic implications of the Juchatengo green rock sequence, State of Oaxaca, southern Mexico. Tucson, University of Arizona, tesis de maestría no publicada, 145 p.

Halpern, M. J., Guerrero-García, J., Ruiz-Castellanos, M., 1974. Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern central Mexico. Unión Geofísica Mexicana, Reunión Annual 1974, Resúmenes, pp. 30-32.

Hernández- Espriú, J.A., Morales-Morales, F., 2002. Geología metamórfica del Complejo Acatlán y su cobertura paleozoica, del Área de San Miguel Las Minas Patlanoaya- Ahuatlán, estado de Puebla. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 129 p.

López-Ticha, D., 1985. Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín 37, n. 1, pp. 49-92.

Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., y Ayuso, R. A., 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico, in Ferrari, Luca, Stock, J., y

Urrutia-Fucugauchi, Jaime, eds., Post-Laramide magmatism and tectonics in Mexico and plate interaction, *Tectonophysics*, v.318, p. 71-98.

Mendoza-Rosales, T. H., 2002. Gasterópodos del Jurásico-Cretácico de Santiago Chilixtlahuaca, en la región de Huajuapán de León, Oaxaca. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, 79p.

Miall, A. D. ,1977: A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science. Rev*, 13, pp. 1-62.

Miall, A. D.,1985: Architectural element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 22, pp. 261-308.

Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Inc., Heidelberg. 582 pp.

Morán-Zenteno, D.J., Caballero-Miranda, C.I., Silva-Romo, G., Ortega- Guerrero, B., González-Torres, E., 1993. Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, 23, pp. 453-473.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 2, n. 2, pp. 112-131.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Notas sobre la Geología del área entre Santa Cruz y Ayuquila. Estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Paleontología Mexicana, Revista*, 44, pp. 17-26.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981. La evolución tectónica premisisipica del sur de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista*, 5, pp. 140-157.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional, Revista*, 20, pp. 177-202.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Alaniz-Álvarez, S., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Nieto-Samaniego, Á. F., Y Morán-Zenteno, D. J., 1991, Geologic provinces of Mexico a new proposal and bases for their definition. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía; y Secretaria de Educación Pública. Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la evolución geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hidalgo, Memoria, pp. 143- 144.

Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A. y Cserna, Z., 1965. Estratigrafía y paleontología del Jurásico Superior de la parte centro-meridional del Estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Paleontología Mexicana, Revista*, 21, pp. 5-22.

Raup, D.M. y Stanley, S.M., 1978. *Principles of Paleontology*. W.H. Freeman and Co., San Francisco, U.S.A., 2a. edición.

Ruíz Catellanos, M. 1979. Rubidium-Strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of Southern Mexico. The University of Texas at Dallas, Ph. D. dissertation ,178 p.

Salas, G. P. 1949. Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Bol.*1, no. 2, pp. 79-156.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.

Silva-Pineda, A. 1978. Paleobotánica del Jurásico de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Paleontología Mexicana, Revista*, 44, pp. 1-16.

Silva-Pineda, A. 1978. Revisión taxonómica y tipificación de las plantas jurásicas colectadas y estudiadas por Wieland (1914) en la región de El Consuelo, Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Paleontología Mexicana, Revista*, 49, pp. 103.

Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F. y Gehrels, G. E., 1991. Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103: pp. 817-828.

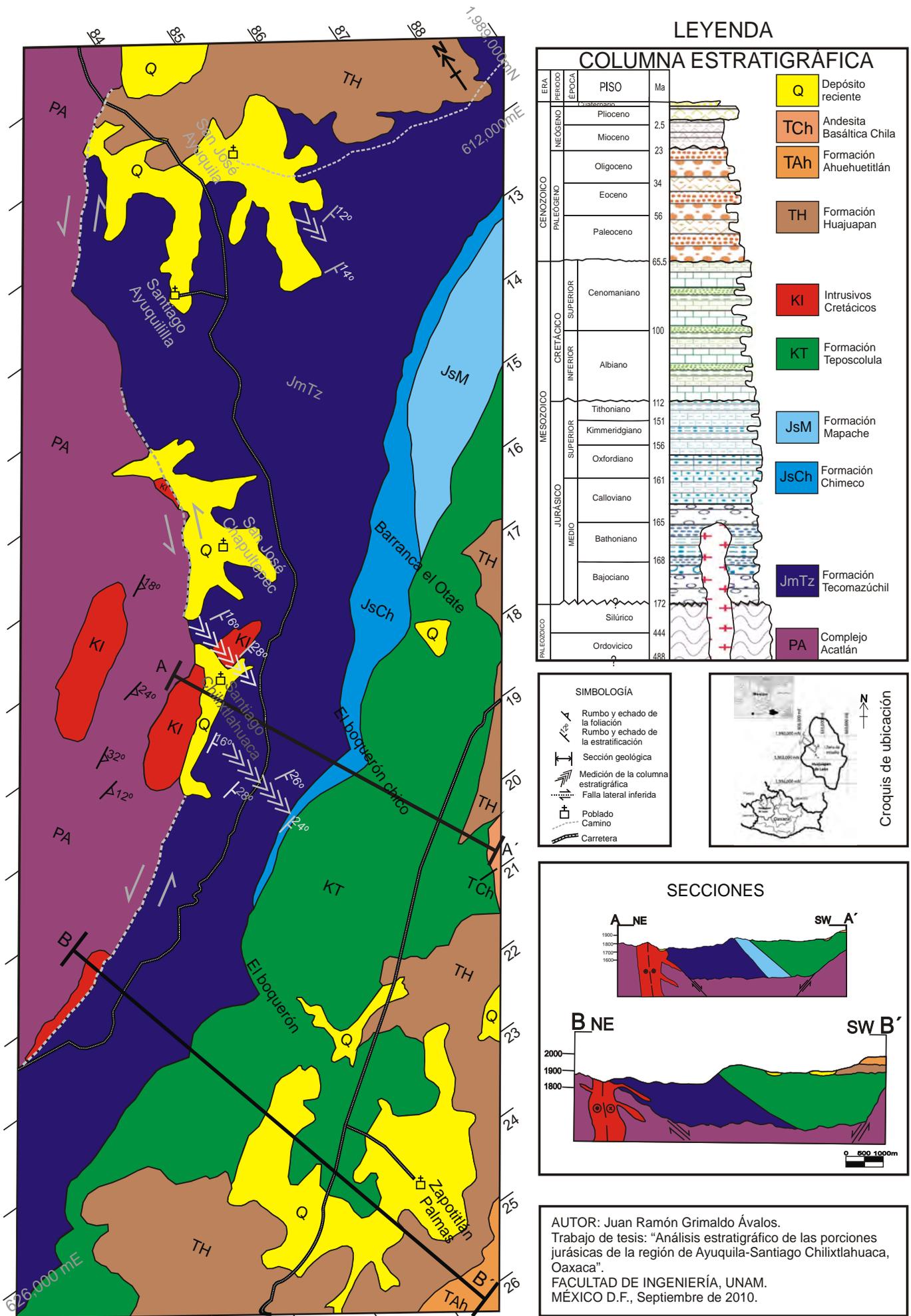


Figura 3.5. Mapa Geológico de la zona de estudio.(Este trabajo).