



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y RELACIONES
TECTÓNICAS DE LA FORMACIÓN BALSAS EN LA REGIÓN
DE AMACUZAC, MORELOS.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:
AHIRAM MONTER RAMÍREZ

DIRECTOR DE TESIS: ING. DANTE JAIME MORÁN ZENTENO



MÉXICO, D.F. 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-299
Aprobado a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: Monter Ramírez Ahiram
FECHA: 29 de noviembre de 2004
FIRMA: [Firma]

SR. AHIRAM MONTER RAMÍREZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Dante Jaime Morán Zenteno y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y RELACIONES TECTÓNICAS DE LA FORMACIÓN BALSAS EN LA REGIÓN DE AMACUZAC, MORELOS

- I INTRODUCCIÓN
 - II MARCO GEOLÓGICO REGIONAL
 - III ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN BALSAS
 - IV INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA
 - V DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 18 de marzo de 2004
EL DIRECTOR

[Firma]
M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg
[Firma]

Dedicatoria.

A mis padres por darme la vida, por todo el apoyo brindado en mis estudios y principalmente por el apoyo moral y todas las palabras de aliento. Gracias.

A Bárbara por todos los momentos felices que me ha brindado y por llenar de felicidad mi vida. Gracias bebita.

A mis hermanos: Abdrei, Deyanira y Harim por ser parte de mí.

A los pequeños, los nuevos integrantes de la familia: Anahí, Quique, Maritza y los que vienen.

Agradecimientos.

*A mi alma mater, la **Universidad Nacional Autónoma de México** por forjarme como lo que ahora soy. La llevo en mi corazón y en cualquier lugar donde me encuentre, ahí estará la **UNAM**, en mi persona y en mi espíritu.*

*A la **Facultad de Ingeniería** por permitirme ser parte de ella y recibir parte de su gran sabiduría. Siempre la pondré en alto. Gracias*

A todos mis profesores, que con sus enseñanzas y experiencia me motivaron para ser siempre mejor.

Al Doctor Dante Jaime Morán Zenteno por ser un buen amigo y mi guía en el fascinante mundo de la Geología. Gracias Doc.

A mis amigos Armando Alcalá, Erick Yaotzin y Domingo Antonio por el apoyo y todas las experiencias compartidas en todo momento y todas partes. Gracias.

*Al **Instituto de Geología** por las facilidades y oportunidades otorgadas en mi estancia desde que me inicié en la Geología.*

Al Ingeniero Alfredo Victoria por ser un buen amigo.

Al Dr. Gustavo Tolson por su apoyo, al Maestro Enrique González por todas sus atenciones y consejos. A las Maestras Leticia Alba y Bárbara Martiny por su asesoría; así como a todos los estudiantes de maestría que me permitieron ser su amigo y por su asesoría en mis dudas.

A la Doctora Elena Centeno y al Maestro Gilberto Silva por su asesoría y enseñanzas en la realización de este trabajo.

A la química Patricia Girón García por el análisis químico de las muestras de roca.

A todos mis compañeros de escuela y a todas aquellas personas que siempre confiaron en mi y que compartieron conmigo momentos de felicidad y tristeza. También a quienes dudaron alguna vez de mis capacidades, que con su desconfianza, me inyectaron de ánimos para obtener siempre mis propósitos.

A toda la familia, gracias.

ÍNDICE

	Página.
RESUMEN	
CAPÍTULO 1	
INTRODUCCIÓN.	1
1.1 Antecedentes y Planteamiento del Problema.	1
1.2 Objetivos.	4
1.3 Metas.	5
1.4 Metodología de Trabajo.	5
CAPÍTULO 2.	
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.	10
2.1 Estratigrafía Cretácico-Terciaria.	10
2.1.1 Formación Morelos.	11
2.1.2 Formación Mezcala.	11
2.1.3 Grupo Balsas.	13
3.1.4 Unidades Volcánicas Terciarias.	14
3.1.5 Unidades Volcánicas Plio-Cuaternarias.	15
2.2 Rasgos Tectónicos Principales.	16
2.3 Cuencas Sedimentarias Continentales.	18
CAPÍTULO 3.	
ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO BALSAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.	19
3.1 Generalidades.	19
3.2 Unidades que subyacen a la secuencia estudiada.	19
3.3 Unidades que sobreyacen a la secuencia estudiada.	20
3.3.1 Ignimbrita Tilzapotla.	25
3.3.2 Andesita Zacapalco.	25
3.4 Descripción de la sucesión reportada previamente como Grupo Balsas.	26
3.5 Formación Tepetlapa.	26

3.5.1 Miembro conglomerático basal.	26
3.5.2 Miembro de arenisca lítica.	27
3.5.3 Derrame andesítico intercalado I.	28
3.5.4 Ignimbrita Teacalco.	29
3.5.5 Ignimbrita Piedras Altas.	29
3.6 Formación Huajintlán.	30
3.7 Dique Basáltico.	31
3.8 Dique de Andesita basáltica.	31
3.9 Derrame andesítico intercalado II.	32
CAPÍTULO 4.	
INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA.	35
4.1 Facies Sedimentarias Identificadas.	35
4.1.1 Facies de la Formación Tepetlapa.	37
4.1.2 Facies de la Formación Huajintlán.	38
4.2 Ambientes de Depósito y sus Variaciones.	42
CAPÍTULO 5.	
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.	44
5.1 Implicaciones Estratigráficas.	44
5.2 Interpretación Sedimentológica.	45
5.3 Implicaciones Tectónicas.	46
5.4 Conclusiones.	48
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	50

RESUMEN

Este trabajo se centra en la revisión de la estratigrafía del Grupo Balsas en una área clásica, en donde se observan relaciones significativas con las secuencias volcánicas del Terciario.

El antecedente más importante en los estudios hechos al Grupo Balsas es el trabajo realizado por Fries (1960, 1966), quien originalmente describió al Grupo Balsas y mencionó el área de Amacuzac como una de las cinco áreas principales donde aflora dicho Grupo. Cerca-Martínez (2004), reporta áreas adicionales y las divide en términos de seis cuencas, ubicadas entre las latitudes $18^{\circ}15'$ y $17^{\circ}30'$ y las longitudes $99^{\circ}40'$ y $98^{\circ}40'$.

Uno de los problemas en torno al Grupo Balsas desde su definición es que Fries (1960) describió dicho grupo principalmente en las inmediaciones de la cuenca del Alto Río Balsas y en las cercanías de la Ciudad de Iguala. Este hecho ha causado confusiones a causa de la imprecisión en la definición de una localidad tipo y de la aplicación de una denominación litoestratigráfica para secuencias continentales muy variables en características y probablemente en tiempos de depósito. Otro problema está dado por la variedad de edades atribuidas al Grupo Balsas y que varían, dependiendo del área y de los autores desde el Cretácico tardío al Eoceno. En cada región se observan variaciones texturales y composicionales de las unidades litológicas, causadas por aportes desde fuentes diferentes.

Otra situación es que las edades de las secuencias atribuidas al Grupo Balsas, no se ha podido definir si son correlativas unas con otras, en virtud de las dificultades para fechar secuencias continentales, pero también por la falta de estudios detallados.

Como se ha reportado en los trabajos de Fries, existen intercalaciones volcánicas dentro de la secuencia del llamado Grupo Balsas en esta área. Dichas intercalaciones están representadas por cuerpos andesíticos y por rocas ignimbríticas.

Para el área de estudio se diferencian perfectamente dos Formaciones sedimentarias como parte de la secuencia estudiada, separadas por una leve discordancia angular en la porción

sur: una que es de grano más fino (Formación Tepetlapa) y se halla hacia la base, y otra que es más gruesa (Formación Huajintlán) y se halla hacia la cima.

En la porción noroeste, se encuentran dividiendo a estas dos formaciones sedimentarias dos cuerpos de ignimbrita denominados Ignimbrita Teacalco e Ignimbrita Piedras Altas. Un fechamiento de K-Ar en biotitas de la Ignimbrita Teacalco arrojó una edad de 38.5 ± 1 Ma. Estas unidades ignimbríticas se acuñan hacia el sur, lo que pone en contacto a las dos formaciones sedimentarias mencionadas.

Tanto la discordancia angular entre las dos formaciones sedimentarias, como el incremento notable en la granulometría de la Formación Huajintlán, con respecto a la Tepetlapa, indican el desarrollo del domo estructural que precedió al colapso de la caldera de Tilzapotla. La Ignimbrita Tilzapotla (34.3 ± 1.5 Ma), que cubre discordantemente a la sucesión evidencia el evento final del colapso de la caldera. Las fechas obtenidas de la Ignimbrita Teacalco y la Ignimbrita Tilzapotla en el área definen una edad anterior a los 38.5 ± 1 Ma para la Formación Tepetlapa y una edad Eoceno tardío (34.3 ± 1.5 Ma) para la Formación Huajintlán.

Dadas las facies y elementos deposicionales identificados en las formaciones sedimentarias, se reconstruyó un ambiente de depósito de abanico aluvial con progradación al oriente.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN.

1.1 Antecedentes y Planteamiento del Problema.

El trabajo realizado se centra en el estudio del Grupo Balsas en una área clásica para los estudios previos sobre la geología del sur de México, en donde además se observan relaciones estratigráficas importantes con las secuencias volcánicas del Terciario. El estudio se llevó a cabo como parte del proyecto titulado: *Relaciones Genéticas entre el Volcanismo, la Sedimentación Continental y la Deformación del Paleógeno en la Porción Norte de la Sierra Madre del Sur*, dentro del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT).

El área de estudio se sitúa en la parte sur central de México, en la porción Norte de la Sierra Madre del Sur y está comprendida entre las coordenadas geográficas de 99°23' a 99°29' de longitud Oeste y de 18°32' a 18°38' de latitud Norte, que abarca una parte del suroeste del Estado de Morelos y una parte del noreste del Estado de Guerrero.

El antecedente más importante en los estudios hechos al Grupo Balsas, es el trabajo realizado por Fries (1960, 1966), quien describió originalmente al Grupo Balsas y mencionó el área de Amacuzac como una de las cinco áreas principales donde aflora dicho Grupo. Él definió al Grupo Balsas como una secuencia de rocas que presenta una diversidad de litologías con espesores variables y que se presentan en la cuenca hidrológica del Río Mezcala-Balsas en el centro austral y suroeste de México. En este grupo, incluyó rocas tales como conglomerado calizo, conglomerado volcánico, yeso, caliza lacustre, arenisca tobácea, limolita tobácea y argillita; así como brecha, tobas volcánicas y corrientes lávicas interestratificadas. Una de las regiones tipo del Grupo Balsas que describe Fries en su trabajo es la comprendida en una faja orientada casi de norte a sur entre Teacalco y Huajintlán, a lo largo de la carretera Amacuzac-Taxco. Esta área está comprendida dentro

de la zona de estudio de la presente tesis. Cerca-Martínez (2004), reporta áreas adicionales y las divide en términos de seis cuencas, ubicadas entre las latitudes 18°15' y 17°30' y las longitudes 99°40' y 98°40'; sin embargo, al norte y noroeste del área estudiada por Cerca existen otras áreas de afloramiento del Grupo Balsas dentro de las cuales se encuentra la de Amacuzac.

Respecto a las secuencias que sobreyacen al Grupo Balsas en la región de estudio, existen descripciones previas de Fries (1960, 1966) y de Cserna y Fries (1981) las cuales fueron realizadas en el marco de sus trabajos de cartografía regional. Estos autores consideraban en general para la región de estudio a la Riolita Tilzapotla y al Grupo Buenavista que le sobreyace con edades tentativas de Oligoceno y Mioceno, respectivamente. Posteriormente Morán- Zenteno et al. (1998; 2004) , así como Alaniz-Álvarez et al. (2002) establecieron un división más detallada de las unidades de los centros volcánicos de Taxco y de Tilzapotla y ampliaron considerablemente la base de datos geocronológicos. Acerca de este último centro volcánico Morán Zenteno et al. (1998), identificaron una estructura caldérica mayor la cual originó gran parte de las unidades volcánicas.

Las características estratigráficas, edad e implicaciones sedimentológicas y tectónicas del Grupo Balsas representan uno de los principales objetos de estudio en la actualidad respecto a las rocas sedimentarias del sur de México. El Grupo Balsas guarda en sus secuencias el registro de episodios de sedimentación continental y de eventos volcánicos que acontecieron desde finales del Cretácico. También conforma la primera sucesión sedimentaria continental del Terciario que se acumuló después de una larga historia marina en la región.

Las razones por las que se decidió hacer una revisión al Grupo Balsas en una de las áreas clásicas que Fries (1960) definió, se pueden resumir como sigue:

1. Recientemente se han hecho contribuciones sobre la edad del volcanismo y las estructuras tectónicas terciarias de la región, que proveen un mejor marco de referencia para estudiar la estratigrafía y la sedimentología del Grupo Balsas.

2. En virtud de que Carl Fries (1960, 1966) no afrontó el tema de la sedimentología y se enfocó principalmente en la descripción detallada de las unidades, se ha hecho necesario estudiar este aspecto en las secuencias continentales del sur de México
3. En la actualidad existe un conocimiento más amplio y detallado acerca de las condiciones tectónicas en las que se puede formar una cuenca y acumular una sucesión sedimentaria continental.
4. Los conceptos generales sobre la sedimentología de las sucesiones continentales han progresado significativamente en los últimos años y por lo tanto se cuenta con un marco teórico más desarrollado para afrontar esta tarea.

Una de las problemáticas en torno al Grupo Balsas desde su definición es que Fries (1960), definió dicho grupo principalmente en las inmediaciones de la cuenca del Alto Río Balsas y en las cercanías de la Ciudad de Iguala. Este hecho ha causado confusiones debido a la imprecisión en la definición de una localidad tipo y de la aplicación de una denominación litoestratigráfica para secuencias continentales tan variables en características y probablemente en tiempos de depósito. En cada región se observan variaciones estratigráficas y composicionales de las unidades litológicas, causadas por aportes desde fuentes diferentes.

Otro problema es el uso indiscriminado del nombre Grupo Balsas, ya que se ha utilizado para describir cuerpos de roca que se encuentran geográficamente muy alejados del Grupo y cuyas edades probablemente no coinciden

En el norte de México, las secuencias continentales del Paleógeno han sido asociadas a procesos de acumulación en cuencas tectónicas formadas por extensión regional E-W, dentro de lo que se ha llamado la Provincia de "Basin and Ranges" (Henry y Aranda, 1992), estas secuencias tienen una gran importancia económica por su papel como acuíferos en diferentes regiones del país. En el sur, también existen numerosos reportes de

acumulaciones continentales terciarias (Cerca-Martínez 2004), sin embargo, los factores tectónicos que propiciaron su acumulación y su alcance estratigráfico no parecen ser iguales y en muchos casos no son completamente claros. Henry y Aranda (1992), han considerado que existe una extensión hacia el sur de la Provincia de “Basin and Ranges”, la que en el norte propició la acumulación de depósitos continentales del Paleógeno, sin embargo, los estudios más detallados de diferentes áreas del sur de México han mostrado que, la tectónica predominante parece ser la de fallas laterales con orientación al NW, al menos para el Eoceno (Morán- Zenteno et al. 2000; Alaniz-Álvarez et al. 2002; Morán-Zenteno et al. 2004).

Otra situación es que las edades de las sucesiones atribuidas al Grupo Balsas, en realidad no se ha podido definir si son correlativas unas con otras, en virtud de las dificultades para fechar secuencias continentales, pero también por la falta de estudios detallados.

Las unidades volcánicas más extendidas del Terciario en la región sobreyacen al Grupo Balsas, sin embargo, existen reportes de intercalaciones menores de rocas volcánicas dentro del Grupo Balsas y otras unidades volcánicas que subyacen a dicho Grupo. Ortega Gutierrez et al. (1980) y Cerca-Martínez (2004) mencionan un primer evento volcánico en la región, que abarca desde el Maastrichtiano al Paleoceno. También existen reportes de intrusivos del Paleoceno en la cuenca del Río Balsas (Meza-Figueroa et al. 2003). El problema del alcance estratigráfico del Grupo Balsas y sus intercalaciones volcánicas, así como su posible relación con el evento volcánico temprano del Paleoceno no ha sido completamente aclarado y requiere estudios más cuidadosos.

Partiendo de esto, se definieron los siguientes objetivos y metas para el presente estudio:

1.2 Objetivos:

- Revisar las variaciones estratigráficas de las relaciones verticales y horizontales del Grupo Balsas en la región de Amacuzac; así como sus relaciones con las unidades suprayacentes e infrayacentes, además de hacer inferencias acerca de su edad.

- Llevar a cabo interpretaciones sobre la sedimentología del Grupo Balsas.
- Efectuar interpretaciones sobre los procesos y condiciones de sedimentación que dieron origen al Grupo Balsas en el contexto de los conceptos recientes sobre sedimentología.
- Hacer inferencias, en función de la composición y geometría del depósito, sobre el ambiente tectónico en el que se formó el Grupo Balsas e interpretar éste en el contexto de la evolución geológica de la región.
- Determinar los rasgos de deformación más importantes que afectan a las capas del Grupo Balsas y definir si existió deformación simultánea a la acumulación.

1.3 Metas:

- Elaborar un mapa geológico a semidetalle del área. Con énfasis en el “Grupo Balsas”.
- Elaborar la columna estratigráfica de la secuencia del “Grupo Balsas” en el área de estudio.
- Definir la relación entre el Grupo Balsas y los aportes volcánicos en el área.
- Realizar fechamientos por el método de K-Ar para hacer inferencias sobre la edad de la secuencia.

1.4 Metodología de trabajo:

Para la realización de la presente tesis se hizo uso de diferentes herramientas y publicaciones anteriores. Se utilizó como base topográfica y cartográfica la hoja Taxco en

escala 1:50, 000; E14-A68, publicada por el INEGI y en escala 1:250, 000 el mapa geológico de la hoja Cuernavaca E14-5, publicada por El Consejo de Recursos Minerales. También se realizó la interpretación geológica en las fotografías aéreas de las líneas 161 (fotos 80, 81, 82) y 162 (fotos 97, 98, 99), en escalas de 1:75 000 y 1:25 000 que cubren el área de estudio. La información geológica previa procede en gran medida de la carta geológica de la hoja Cuernavaca.

Para lograr los objetivos y metas antes descritas se llevó a cabo la siguiente metodología de trabajo:

- Trabajo de campo.
Se efectuó el levantamiento geológico, basado en interpretación fotogeológica y en observaciones de campo para elaborar el mapa geológico a semidetalle y se realizó el estudio estratigráfico basado en dos secciones principales.
- Estudios petrográficos.
Se realizó el estudio mega y microscópico de las muestras de roca tomadas en el campo y se definió con exactitud la composición y relaciones texturales.
- Geocronología.
Se llevó a cabo la selección de las muestras que permitieron ser fechadas para determinar su edad y posteriormente se realizó el procesado de las mismas para los fines mencionados.
- Se confrontaron los detalles estratigráficos, petrográficos y de estructuras primarias con los conceptos actuales de litofacies de sistemas fluviales .
Con los datos obtenidos se hizo una interpretación y definición de los ambientes de formación de las rocas; así como una reconstrucción general de la historia geológica del área de estudio.

Se realizaron 2 recorridos principales a lo largo de transectos estratégicos con el fin de identificar toda la columna estratigráfica de la región y reconocer los principales rasgos sedimentológicos. En esta parte se incluyó el levantamiento de datos estructurales en donde fue oportuno.

Todas las estaciones de trabajo y los recorridos, así como las trayectorias de las carreteras y caminos utilizados se ubicaron en coordenadas UTM y Geográficas, con receptor GPS. Se obtuvo información en los DATUMs WGS 84 y NAD 27, lo cual permitió hacer una georeferencia satelital más acertada.

El análisis químico y el fechamiento fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (Instituto de Geología); así como la molienda de las muestras y la granoselección de los fenocristales de sanidino.

Para llegar al área, partiendo de la Ciudad de México, se toma la carretera 95 que va hacia Acapulco (La Autopista del Sol) y en el kilómetro 123 se toma la desviación que lleva a Taxco. Exactamente después de Amacuzac, hacia el occidente, se halla la zona de estudio, cuya área mide aproximadamente 150 kilómetros cuadrados. Dicha área está enmarcada por la carretera 95 que, partiendo de Amacuzac, lleva hacia Taxco por dos vías: una libre que pasa por los poblados de Huajintlán, Teacalco y Casino de la Unión, mientras que la otra, de cuota, pasa por los poblados de Casahuatlán, Santa Fe Tepetlapa y Zacapalco. En éste último se sigue la vía que lleva a Taxco. El poblado que se halla en la parte más septentrional del área es el de Teacalco, mientras que por su parte el poblado más austral es el de Zacapalco. Otros dos poblados que enmarcan la zona son: en la parte oeste, Texcaltitla y en la parte este el poblado de Amacuzac que es la cabecera municipal (fig. 1).

Dentro del área de estudio se halla el límite entre los estados de Morelos y Guerrero. Al estado de Morelos pertenecen los poblados de Amacuzac, Huajintlán, Teacalco y Casahuatlán, mientras que al Estado de Guerrero corresponden los poblados de Santa Fe Tepetlapa, Zacapalco, Texcaltitla y Casino de la Unión.

Los rasgos hidrológicos del municipio de Amacuzac, incluyen básicamente dos ríos: El río Salado y el Río Amacuzac. El Río Salado pasa por Casahuatlán y Coahuixtla, mientras que el municipio es cruzado en su parte media por el río Amacuzac, el cual nace en el poblado de Cacahuamilpa, Guerrero, de la unión del río Chontalcuatlán y el río San Jerónimo. Dichos ríos entran por separado en túneles contruidos por la disolución de la caliza y se juntan en un solo río, poco después de emerger en las cercanías de las grutas de Carlos Pacheco y de Cacahuamilpa, respectivamente (dichas grutas son los cauces subterráneos abandonados, más altos y más antiguos, de los mismos afluentes). A partir de la unión de dichos ríos, toma el nombre de Río Amacuzac con una distancia de aproximadamente 80 kilómetros de longitud. Al salir del municipio se interna a la zona de Puente de Ixtla y se le unen otros ríos para alimentar al río Mezcala y finalmente formar el río Balsas.

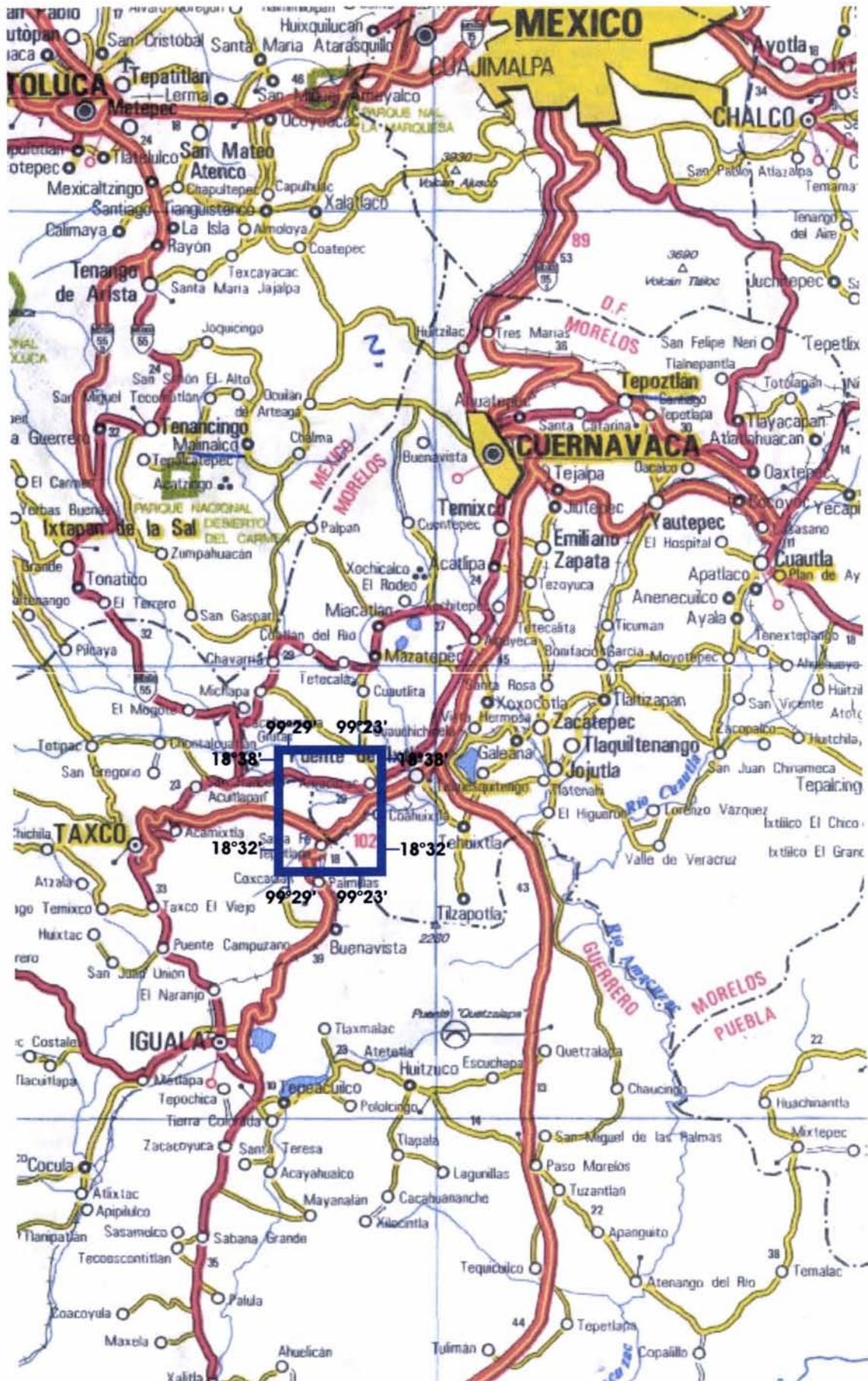


Figura 1. Localización del área de estudio y vías de acceso.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

El área de estudio se encuentra ubicada en la región central norte de la Sierra Madre del Sur que se caracteriza por exposiciones de rocas marinas del Cretácico deformadas y por un registro terciario de rocas volcánicas y sucesiones sedimentarias continentales.

Considerando la división de los terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983), el área de estudio se encuentra en la parte norte del llamado Terreno Mixteco, dentro de la Provincia Geológica de la Plataforma Guerrero Morelos (PGM). De acuerdo con Sedlock et al. (1993), el área de estudio se halla en la porción este del Terreno Nahuatl.

2.1 Estratigrafía Cretácico-Terciaria.

Regionalmente, el registro estratigráfico abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno. La secuencia Cretácica consiste principalmente de capas marinas e incluye a la Anhidrita Huitzucó (del Albiano); la Formación Morelos (del Albiano-Cenomaniano), constituida por calizas y dolomías; la Formación Cuautla (del Turoniano), constituida por caliza densa en capas gruesas o masivas y la Formación Mezcala (del Turoniano-Maastrichtiano), constituida por areniscas y lutitas calcáreas. (Fries 1960, 1966; De Cserna et al. 1980; Hernández-Romano et al. 1997; Hernández-Romano 1999). Las rocas del Cenozoico están representadas por el llamado Grupo Balsas (del Paleógeno), la unidad que Fries (1960) definió como Riolita Tilzapotla (del Eoceno), el Grupo Buenavista (formada por diversas unidades volcánicas), la Formación Tepoztlán (formada por depósitos de flujo de escombros), la Formación Cuernavaca (del Plioceno y constituida de lahares y depósitos fluviales) y el Grupo Chichinautzin (del Pleistoceno y constituido principalmente de basalto olivínico porfídico), (Fries 1960, 1966; Morán Zenteno et al. 1998, 2004; Alaníz Álvarez et al. 2002). A continuación se presentan los caracteres petrológicos generales que regionalmente despliegan las formaciones que afloran en el área de estudio.

2.1.1 Formación Morelos.

La Formación Morelos que en el área de estudio infrayace discordantemente a las rocas paleógenas, fue cartografiada y definida originalmente por Fries (1960), quien la describe como una sucesión de capas calizas y dolomíticas interestratificadas con presencia de cantidades variables de pedernal en forma de nódulos, lentes, granos y fragmentos de fósiles silicificados. La parte más antigua de la formación está constituida por un miembro de anhidrita y las capas basales consisten de carbonatos. Se presentan también calizas con foraminíferos, así como calizas con rudistas y otros pelecípodos y gasterópodos. El depósito de esta secuencia de carbonatos se estableció en el Cretácico Inferior, hacia el Albiano Tardío durante una transgresión marina de larga duración (Hernández-Romano et al. 1997).

Según Hernández-Romano et al. (1997), las condiciones de baja y constante tasa de subsidencia necesarias para el depósito no interrumpido de calizas de esta formación perduraron hasta el final del Cenomaniano, cuando comienza el depósito de calizas pelágicas del miembro basal de la Formación Mezcala. Esta situación sugiere que las condiciones tectónicas debieron haber permanecido relativamente estables durante este periodo en esta área del sur de México.

De acuerdo con Cerca-Martínez (2004), los espesores registrados para esta formación son variados, por ejemplo: en la zona al noroeste de Papalutla, el espesor de la secuencia de calizas alcanza más de 700 m, mientras que en la parte entre San Juan de las Joyas y Papalutla los espesores son menores a los 100 m. En lo que respecta al área de estudio de esta tesis, los espesores observados fueron mayores a 300 m, pero el registro exacto no se pudo determinar.

2.1.2 Formación Mezcala.

La Formación Mezcala del Cretácico Superior se encuentra sobreyaciendo a la Formación Morelos del Cretácico Inferior. A su vez, la Formación Mezcala se observa sobreyacida en

discordancia angular por una secuencia sedimentaria terciaria de conglomerados, areniscas y areniscas conglomeráticas, así como por rocas ignimbríticas hacia el noroeste del área.

Esta unidad se ha definido como una secuencia de ambiente marino compuesta principalmente de arenisca, limolita y lutita calcáreas con intercalaciones de conglomerados y estratos de caliza, con edades que varían desde el Turoniano hasta el Maastrichtiano temprano y tienen un espesor de más de 1200 m (Fries 1960; Hernández-Romano et al. 1997). Según Cerca-Martínez (2004), las rocas de esta unidad afloran entre la Cabalgadura de Teloloapan hacia el oeste y el complejo Acatlán hacia el oriente, aunque rocas de edad y litología similar se han descrito en la cobertura del terreno Guerrero en la zona de Tehuacán.

Hernández-Romano (1999), menciona que de manera similar a lo que sucede con la Formación Morelos, las facies de la Formación Mezcala son en general más someras hacia el este y que también se ha reportado que la edad de la Formación Mezcala disminuye hacia el oriente como consecuencia de condiciones de subsidencia que fueron mayores en el oeste.

Las edades reportadas de la Formación Mezcala van del Albiano Tardío en la zona de Teloloapan, hasta el Maastrichtiano temprano en la zona de Temalac, estado de Guerrero. Así también, de acuerdo con Cerca-Martínez (2004), las Formaciones Tetelcingo del Maastrichtiano Superior-Paleoceno y Balsas del Terciario Inferior sobreyacen a la Formación Mezcala y en la mayoría de los casos, este contacto es discordante. De acuerdo con varios autores (Fries 1960; Hernández-Romano 1999), el inicio de la deposición clástica marina en una cuenca de tipo antifosa “foreland” con cambios abruptos de facies de la Formación Mezcala, se puede interpretar como una unidad sin-tectónica relacionada a los primeros pulsos del acortamiento Laramídico.

Se ha definido en estudios anteriores que la sedimentación tipo clástico de la Formación Mezcala fue contemporánea a la deformación por acortamiento. La mayoría de los autores concuerdan en ubicar el final del acortamiento en el Terciario temprano.

2.1.3 Grupo Balsas.

El Grupo Balsas fue definido por Fries (1960), como una secuencia de depósitos continentales, conglomerados, areniscas y limolitas. Esta denominación se ha extendido a diversos depósitos que afloran en los estados de Michoacán y Guerrero, aunque existen variaciones considerables en la edad y características. Es en la cuenca del Alto Río Balsas, donde se observa la secuencia más completa. De acuerdo al mismo autor, esta unidad se encuentra sobreyaciendo en discordancia angular a las unidades Cretácicas anteriores. Se ha reportado que en la región del Río Balsas, dentro de la sucesión, se observan también discordancias angulares que indican que se depositó cuando todavía ocurrían deformaciones relacionadas con la Orogenia Laramide (Cerca-Martínez 2004). Estos depósitos continentales se encuentran cubiertos por una secuencia de sedimentos lacustres y rocas volcánicas del Eoceno-Oligoceno.

En la región este de Michoacán y norte de Guerrero, al oeste del área de estudio, se han reportado, como parte del Grupo Balsas, depósitos de lechos rojos que sobreyacen a secuencias marinas del Cretácico. Algunos autores han considerado que estos depósitos de lechos rojos, sobre todo en la región de Huetamo-Tzitzio-Cutzamala, incluyen capas del Cretácico tardío y que en ocasiones estas se encuentran plegadas (Altamira-Areyán 2002). Recientemente, Benammi y Centeno-García (2004) reportaron el hallazgo de restos de dinosaurios dentro una sucesión de lechos rojos, en el área de Tiquicheo, Michoacán. Este hallazgo confirma que este tipo de secuencias abarcan hasta el Cretácico Superior en esta región. Por el alejamiento geográfico y la diferencia en edad, Centeno-García et al. (2004) consideran que estas rocas no forman parte del Grupo Balsas.

Según Morán-Zenteno et al. (1999), existen muy pocos reportes de rocas volcánicas intercaladas dentro de la secuencia del Grupo Balsas, por lo que se ha interpretado que existen sólo centros aislados del volcanismo Paleoceno-Eoceno. Sin embargo, una de las aportaciones que en este trabajo se hacen respecto a las unidades volcánicas locales es el hecho de que para esta área, sí se registran capas volcánicas significativas, intercaladas dentro del Grupo Balsas y relacionadas con las secuencias volcánicas terciarias de la región

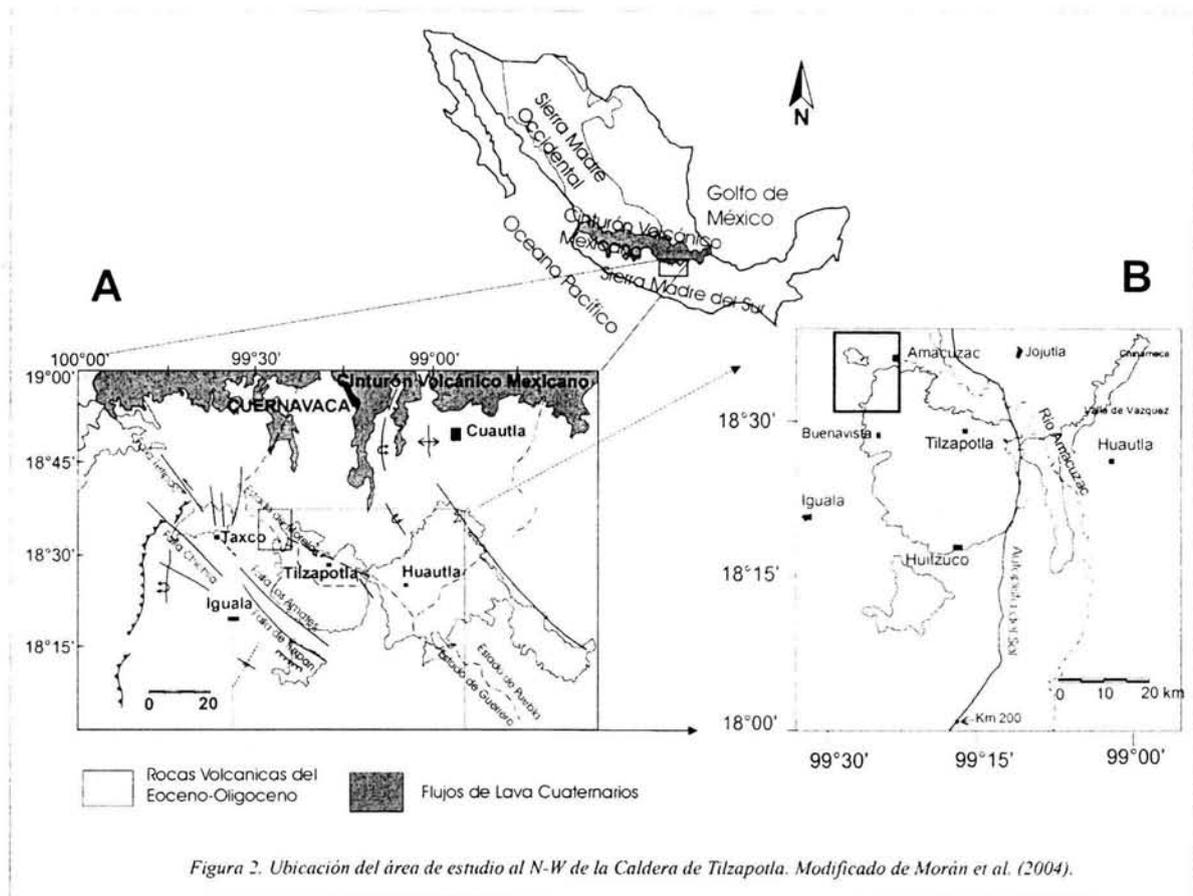
de Taxco-Quetzalapa. Dichas intercalaciones de rocas volcánicas están representadas por cuerpos andesíticos y por rocas ignimbríticas que se observan en la estratigrafía de la zona.

2.1.4 Unidades Volcánicas Terciarias.

Se ha definido que las secuencias volcánicas Terciarias en la región de Taxco-Quetzalapa se extienden discontinuamente por aproximadamente 1,000 km² y se encuentran distribuidas en tres principales campos volcánicos: Taxco, Buenavista-Quetzalapa y Huautla, los cuales se hallan hacia el oeste (campo volcánico de Taxco) y hacia el sureste (campos volcánicos de Tilzapotla-Buenavista y Huautla) de la zona cartografiada en este estudio (Fig. 2). Hacia el occidente también existen extensas secuencias volcánicas en las regiones de la Sierra de la Goleta, Sultepec y las sierras del Naranjo y Nachititla, todas ubicadas en el Estado de México. En la región cercana al área del presente estudio, estas secuencias cubren en discordancia angular a capas cretácicas marinas de la plataforma Guerrero-Morelos representadas por las formaciones Morelos y Mezcala y cubren también a las capas continentales paleógenas del Grupo Balsas (Fries 1960). Los tipos principales de rocas incluyen ignimbritas silíceas, derrames de riolita, dacitas y andesitas.

En el área de Tilzapotla, contigua al área de estudio, se identificó recientemente la presencia de una gran caldera resurgente (33 X 24 Km), cuyo evento máximo de colapso se relaciona con la emisión de la Ignimbrita Tilzapotla (Fig. 2). La resurgencia de esta caldera dio origen a un grupo de unidades que previamente había considerado Fries (1960) como parte del Grupo Buenavista.

La sucesión volcánica Paleógena de la región se formó como parte de un episodio magmático en el Eoceno y Oligoceno Temprano, que se ha reconocido en gran parte de la Sierra Madre del Sur y que se extiende desde Michoacán hasta la zona del Istmo de Tehuantepec (Cerca-Martínez 2004). De acuerdo con Morán-Zenteno et al. (1999), las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur definen un cinturón plutónico en la parte cercana a la costa y otro volcánico en su parte continental con una orientación general noroeste-sureste y una afinidad geoquímica subalcalina.



2.1.5 Unidades volcánicas Plio-Cuaternarias.

De acuerdo con Fries (1960), el Grupo Chichinautzin del Pleistoceno, representa el flanco austral de la cuenca de México y comprende todas las corrientes lávicas (constituidas principalmente de basalto olivínico y menormente de basalto de iddingsita y augita y de andesita de hornblenda e hiperstena), estratos de toba y brecha y materiales clásticos interestratificados depositados por agua, de composición andesítica y basáltica, que descansan con discordancia encima de la Formación Cuernavaca o de unidades más antiguas. El espesor del Grupo Chichinautzin es variable, pero en su parte más gruesa rebasa los 1800 m. Las edades isotópicas reportadas para ese grupo varían de 45,000 a 1,600 años (Velasco-Tapia y Verma, 2002 y referencias incluidas; Siebe et al. 2004).

Por su parte, la Formación Cuernavaca del Plioceno, aflora principalmente en la cuenca hidrológica del río Amacuzac y de sus Afluentes. Su constitución litológica es muy variada y por su variedad de tipos litológicos se asemeja al Grupo Balsas. Presenta material tobáceo en capas, además de presentar depósitos de carácter lahárico y depósitos por aguas torrenciales. Su espesor total puede alcanzar hasta 300 m (Fries 1960).

2.2 Rasgos Tectónicos Principales.

Los rasgos tectónicos principales que se pudieron observar en el área corresponden con eventos tectónicos regionales que ocurrieron al final del Cretácico y durante el Paleógeno. Destacan sobre todo las estructuras de la llamada Orogenia Laramide del Cretácico Superior, que afectó principalmente a las rocas cretácicas, produciendo un acortamiento con dirección de transporte hacia el este-noreste que, de acuerdo con Cerca-Martínez (2004), produjo el apilamiento de las secuencias volcánicas y sedimentarias del Terreno Guerrero. El resultado del acortamiento se manifiesta en un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con orientación consistente norte-sur y vergencia principal hacia el oriente (Fries 1960; Campa y Ramírez 1979; De Cserna y Fries 1981; Salinas Prieto 1994). Esto se observa en las estructuras de plegamiento que se distinguen en los afloramientos de calizas de la Formación Morelos, y en los afloramientos de areniscas y lutitas calcáreas de la Formación Mezcala que se hallan en la zona de estudio. Salinas-Prieto (1994) interpreta además que la lineación mineral y de estiramiento indican una trayectoria de la deformación de poniente a oriente, producida por la acreción del Terreno Guerrero al continente (Terreno Mixteco).

Dentro de la región también existen cabalgaduras importantes, como la de Papalutla que presenta un rumbo NE-SW y en la que el Complejo Acatlán cabalga a las calizas de la Formación Morelos (De Cserna et al. 1980). De acuerdo con Cerca-Martínez (2004), esta estructura conforma el límite oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos.

Otro grupo de rasgos muy notables en la región son las fallas de orientación NW-SE que han sido reconocidas también en gran parte de la región central y sur de la Sierra Madre del

Sur. En la región sureste del Estado de México, norte de Guerrero y sur de Morelos estos lineamientos son bastante notables y han sido reportados tanto en la cartografía del Consejo de Recursos Minerales, como en los estudios realizados por Alaniz-Álvarez et al. (2002) y Morán-Zenteno et al. (2004). Estos lineamientos corresponden principalmente a fallas de tipo lateral izquierdo, activas en el Eoceno Tardío (Alaniz-Álvarez et al. 2002; Morán-Zenteno et al. 2003).

En el área de Taxco, Alaniz et al. (2002), reconocieron tales grupos de fallas asociados a una extensión NNW en una primera fase y otra extensión NE en una segunda fase que originaron la reactivación de estructuras preexistentes y desarrollaron cuencas sedimentarias en respuesta al desplazamiento a lo largo de las fallas mayores.

Según Morán-Zenteno et al. (2004), en el límite noreste de la Caldera de Tilzapotla, la proximidad del margen estructural está dado por la ocurrencia de brechas de rezago y por el colapso de megabloques en el área cercana al poblado de Tilzapotla. También menciona que existen segmentos de falla con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo afectando a la secuencia de ignimbritas, a brechas de colapso y a rocas Cretácicas. El mismo autor reconoce que hacia el NE y SW, los límites rectilíneos de la Caldera de Tilzapotla están cercanamente paralelos con los lineamientos tectónicos hacia el NW reconocidos en la región. Así mismo, menciona que, el límite rectilíneo del lado suroeste de la Caldera de Tilzapotla, es colineal con la falla Los Amates que presenta un lineamiento hacia el NW, y constituye el límite SW de la Caldera de Tilzapotla, mientras que el límite noreste de la misma Caldera es casi paralelo con un fallamiento de tipo lateral izquierdo que marca una alineación en sentido NW-SE. Esta alineación se proyecta directamente sobre el área del presente estudio en su parte SE, pero en los trabajos de campo no se reconocieron estructuras de fallamiento importantes que nos indiquen una continuidad de dicha alineación.

Según Cerca-Martínez (2004), dentro de la secuencia del Grupo Balsas, en la cuenca del Alto Río Balsas, se observan discordancias angulares que indican que se depositó contemporánea a la deformación Laramide del Cretácico tardío-Paleógeno. Sin embargo,

dentro de la secuencia estudiada en el área no se observaron pliegues o estructuras que sugieran que la secuencia fue afectada por la Orogenia Laramide.

2.3 Cuencas Sedimentarias Continentales.

De acuerdo con Cerca-Martínez (2004), la distribución de las cuencas continentales en regiones aledañas al área de estudio, indica que durante el periodo del Maastrichtiano y el Paleógeno la deposición se restringió y se rellenaron preferentemente depresiones formadas ya sea entre los pliegues provocados por la deformación laramídica y por la deformación transpresiva del Paleógeno (intramontana) o por el movimiento de estructuras de desplazamiento lateral (predominantemente izquierdo). Las secuencias del Terciario temprano se encuentran predominantemente cubiertas por rocas volcánicas del Oligoceno.

En la región ubicada al sur del paralelo 18°15', Cerca-Martínez (2004), definió seis cuencas en donde reconoce evidencias de depósito continental a partir del Maastrichtiano y donde posteriormente se depositó la sucesión del Terciario, comenzando con el Grupo Balsas. Él encuentra que las sucesiones del Paleógeno se encuentran deformadas en todas las cuencas que definió. Las seis cuencas que Cerca-Martínez, (2004) definió y que se hallan en la parte sur-sureste del área en cuestión son: (1) Cuenca Copalillo, (2) Cuenca de Atenango del Río, (3) Cuenca de Tuzantlán-Tulimán, (4) Cuenca del Alto Río Balsas, (5) Cuenca de Chilpancingo y (6) Cuenca de Oztotitlán.

En Taxco y en Tilzapotla se han interpretado zonas de extensión asociadas al fallamiento NW-SE de tipo lateral izquierdo. Este desplazamiento se produjo según Alaniz-Álvarez et al. (2002) en una cuenca de *pull-apart* que fue inicialmente rellena por los sedimentos continentales de la Formación Chontalcuatlán, constituida principalmente por capas de arenisca, intercaladas con conglomerados y lutitas. En estas dos zonas se observa volcanismo, pero en Taxco el volcanismo fue precedido por la acumulación sedimentaria de la sucesión de la formación Chontalcuatlán.

CAPÍTULO 3

ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO BALSAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.

3.1 Generalidades.

La sucesión continental estudiada tiene un espesor aparente de 2000 m. e incluye diversos tipos litológicos tales como conglomerados, areniscas, limolitas, evaporitas e intercalaciones de tobas y lavas. La composición de los clastos de la fracción sedimentaria incluye calizas marinas, areniscas, limolitas, lutitas y diferentes tipos de rocas volcánicas. La sucesión sobreyace en discordancia angular a las unidades cretácicas correspondientes a La Formación Morelos del Cretácico temprano y a la Formación Mezcala del Cretácico tardío. Se halla a su vez sobreyacida por rocas volcánicas del Eoceno-Oligoceno sin relación angular reconocible cerca del contacto, pero con una clara discordancia erosional.

3.2 Unidades que subyacen a la secuencia estudiada.

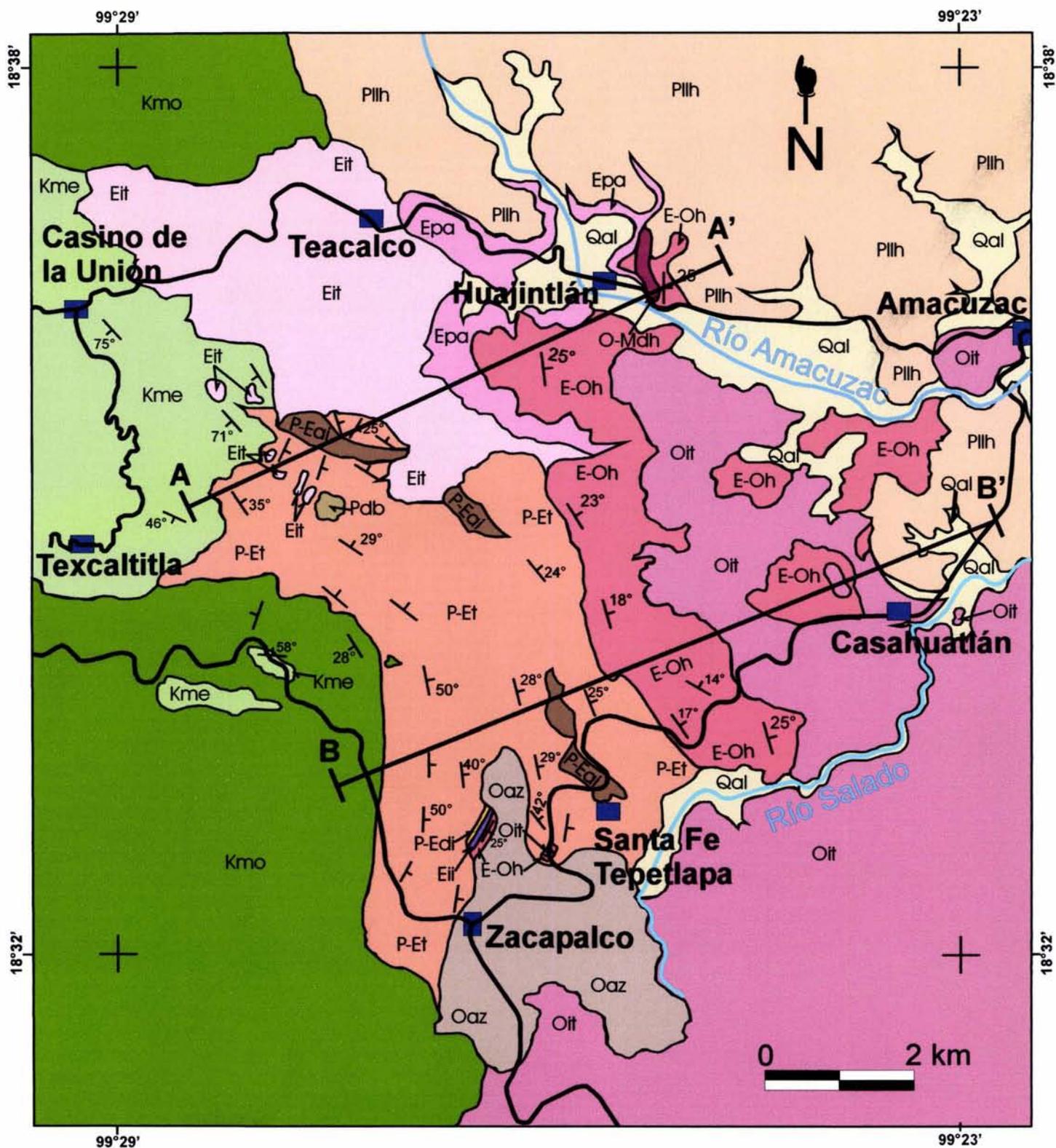
La Formación Morelos del Albiano-Cenomaniano está distribuida en la mitad occidental del área cartografiada, en donde se encuentra expuesta una sección de al menos 200 m que está cubierta en concordancia por la Formación Mezcala. En las porciones norte y sur de la zona occidental del área estudiada, la Formación Morelos está cubierta directamente en discordancia angular por capas de la secuencia continental del Grupo Balsas, así como por ignimbritas y lahares (figs. 3, 4, 5B, y 6). Sobre la carretera que va de Zacapalco a Taxco (2 km después de la caseta de cobro), se observa el contacto con la unidad inferior del Grupo Balsas, el cual fue definido en esta localidad como contacto por falla lateral. Se trata de una falla vertical con estrías horizontales. No se pudo definir el sentido del desplazamiento y este no parece haber sido muy significativo. Localmente la Formación Morelos presenta carsticidad desarrollada en fracturas y en las superficies de interestratos, además de rellenos de arcilla "terrarrosa". La secuencia incluye capas de wackestone de bioclastos (moluscos, bivalvos y microorganismos) e intraclastos, así como estratos de packstone con bioclastos (moluscos, pelecípodos, gasterópodos y bivalvos) e intraclastos. Se observaron estratos con

espesores que varían desde 1 m hasta 5 m. Con estas características se interpretó a esta sección como de facies intermarea, aunque para confirmar esto se requieren estudios más detallados.

La Formación Mezcala del Turoniano-Maastrichtiano se encuentra aflorando en la parte oeste-noroeste del área y está cubierta directamente en discordancia angular por capas de la secuencia continental del Grupo Balsas, así como por la Ignimbrita Teacalco, definida en este trabajo (figs. 3, 4, 5A y 6). Las capas de esta formación son de areniscas calcáreas, margas y lutitas, con estratos en espesores generales de entre 0.3 cm y hasta 25 cm y un arreglo más o menos rítmico. Como estructuras primarias identificadas, se observaron marcas de oleaje. Los rasgos estructurales distintivos son los pliegues de escala de algunos metros que se observan casi en todos los afloramientos, los cuales varían de abiertos hasta de tipo isoclinal y chevrón. El espesor estimado, aflorando en el área de estudio es de al menos 200 m.

3.3 Unidades que sobreyacen a la secuencia estudiada.

Las unidades suprayacentes comprenden la Ignimbrita Tilzapotla que aparece en la región sur-sureste; la andesita Zacapalco, la cual se observa en la porción sur, y los depósitos de lahares que afloran en las cercanías del poblado de Amacuzac, en la parte norte y noreste del área y que corresponden a la Formación Cuernavaca del Plio-Cuaternario (Fries, 1960). Estos últimos depósitos representan la unidad más joven del área y sobreyacen en discordancia a las calizas de la Formación Morelos del Cretácico Inferior, a la secuencia sedimentaria del llamado Grupo Balsas y también a la Ignimbrita Tilzapotla del Eoceno-Oligoceno. Los depósitos aluviales se limitan a terrazas en las riveras de los ríos Salado y Amacuzac principalmente, y no representan una cobertura muy amplia (figs. 3, 4, 5A, 5B y 6).



Qal	Aluvión	Eit	Ignimbrita Teacalco	P-Et	Formación Tepetlapa
Plih	Lahares	Epa	Ignimbrita Piedras Altas	Kme	Fm. Mezcala
O-Mah	Dique de Andesita basáltica	P-Eai	Andesita Intercalada I	Kmo	Fm. Morelos
Oaz	Andesita Zacapalco	P-Edi	Derrame Intercalado II	■	Poblad
Oit	Ignimbrita Tilzapotla	Pdb	Dique Basáltico	—	Carreteras
E-Oh	Formación Huajintlán			—	Ríos

Figura 3. Mapa geológico detallado del área de estudio.

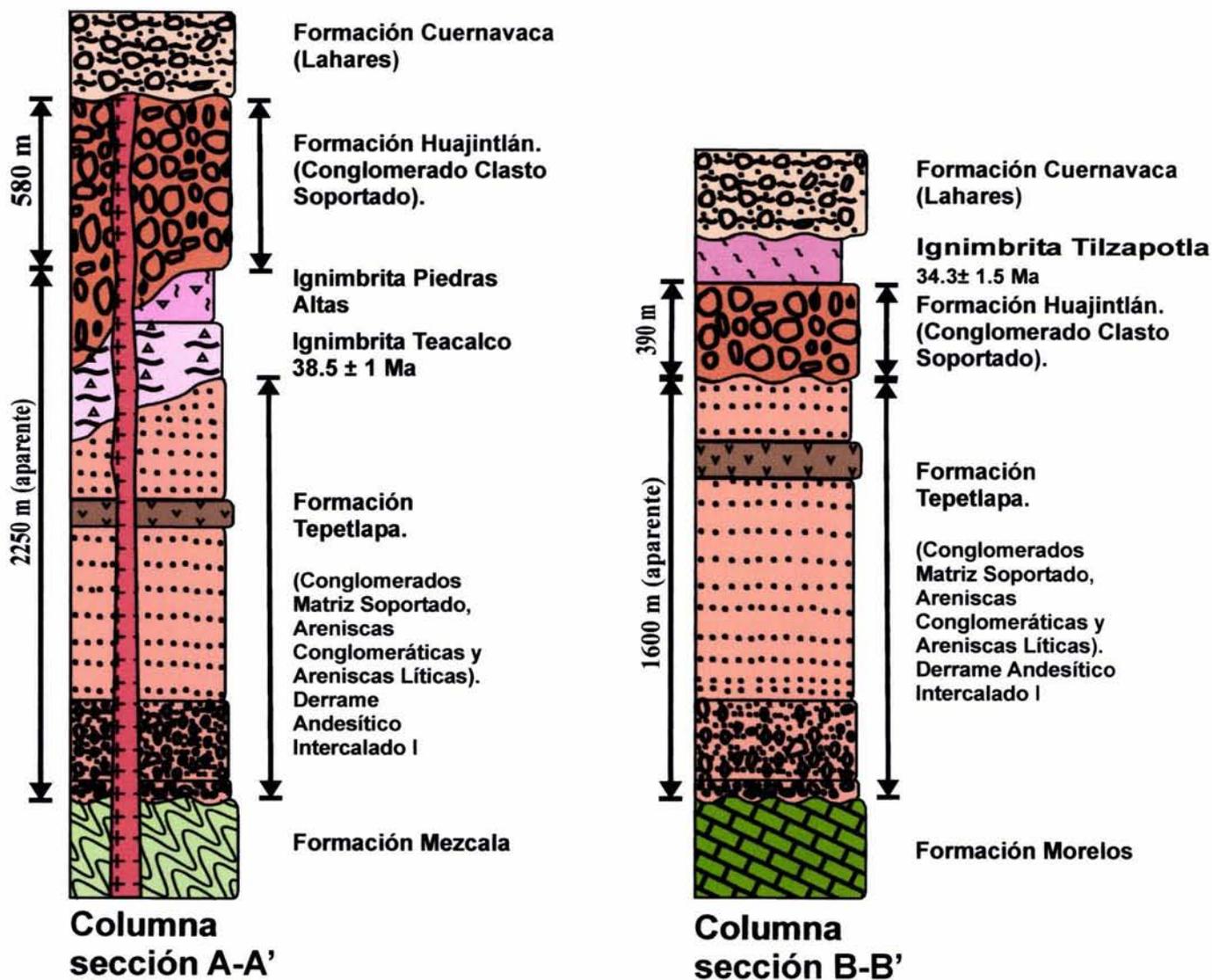


Figura 4. Columnas estratigráficas de las zonas norte y sur (A-A' y B-B') del área de estudio, en donde se muestran las dos unidades sedimentarias y los cuerpos volcánicos intercalados.

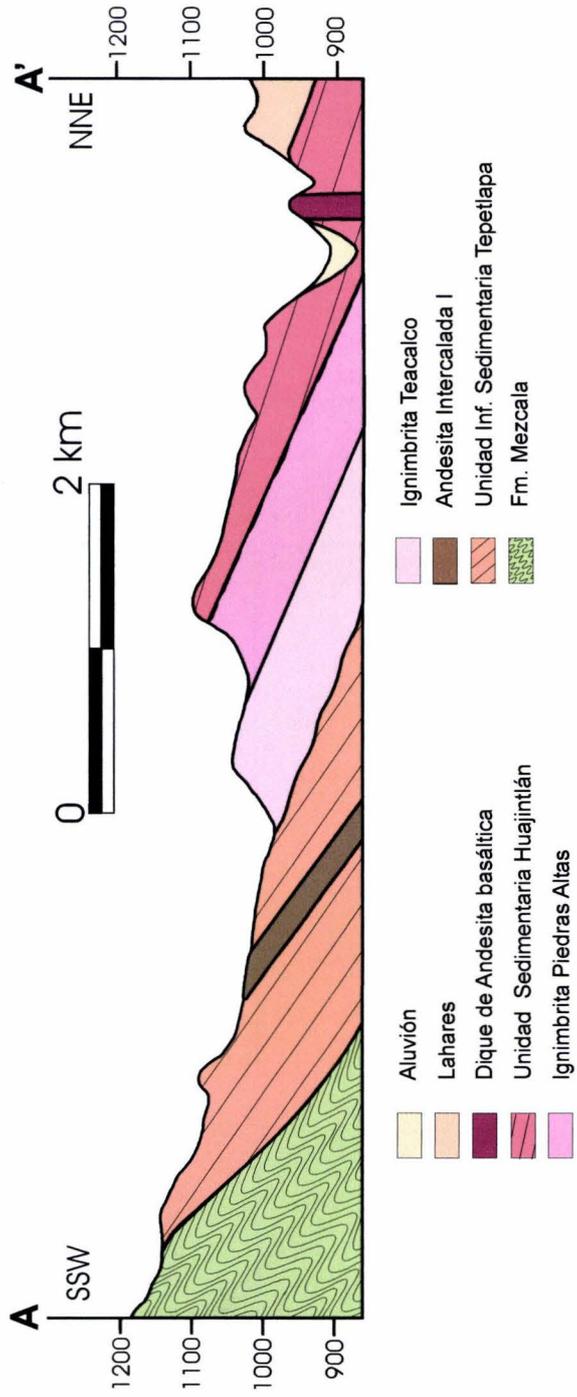


Figura 5A. Secci3n estructural del transecto A-A'.

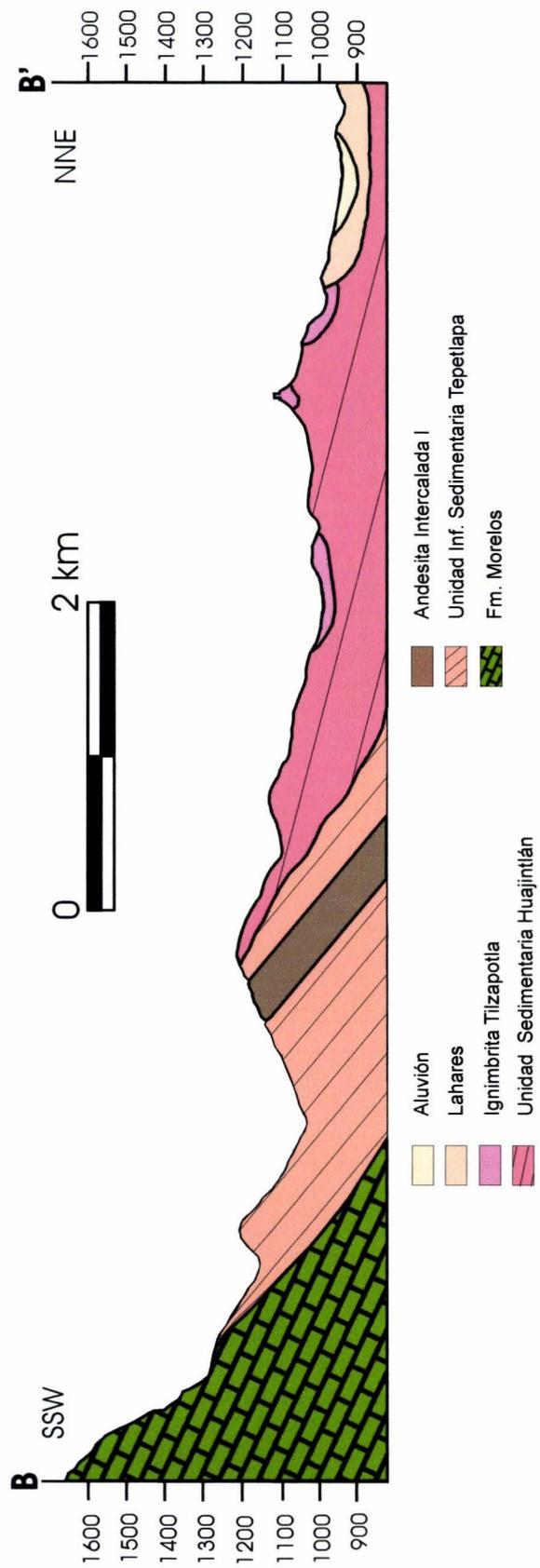


Figura 5B. Secci3n estructural del transecto B-B'.

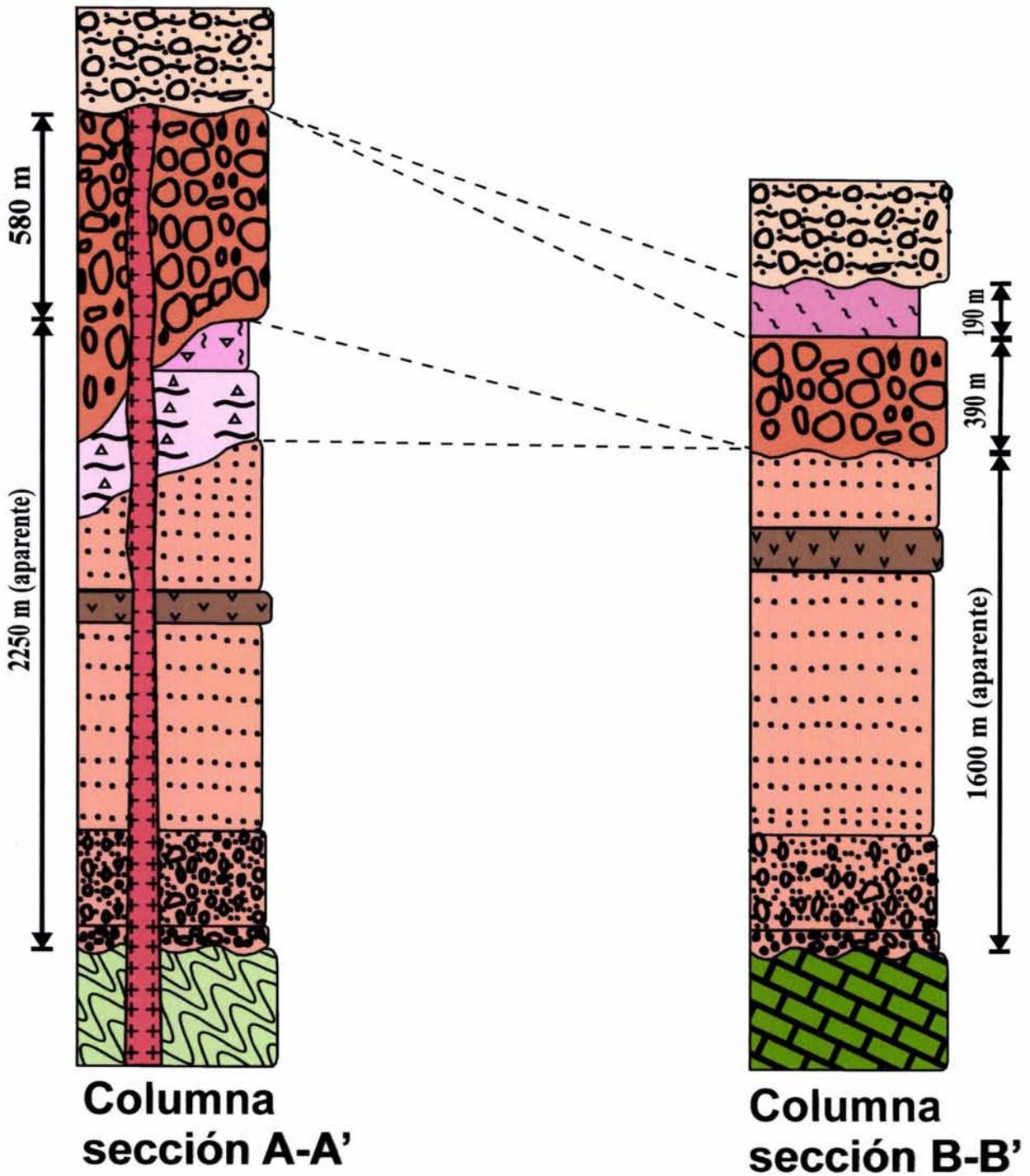


Figura 6. Correlación de las columnas estratigráficas, donde se observa la ausencia de las ignimbritas Teacalco y Piedras altas en la columna de la sección B-B' y la ausencia de la Ignimbrita Tilzapotla en la columna de la sección A-A'.

3.3.1 Ignimbrita Tilzapotla.

Por lo que se refiere a la Ignimbrita Tilzapotla, se trata de una secuencia de rocas, que se originaron como parte de la evolución de la Caldera de Tilzapotla aledaña a la zona, y que constituye la principal fuente de rocas volcánicas que se localizan sobre los depósitos sedimentarios continentales estudiados. Guarda una continuidad lateral con los extensos afloramientos de la misma unidad que se extienden hacia la zona de la Caldera de Tilzapotla. Se identifica por su textura vitro-cristalina, con la presencia muy característica de biotita euhedral, cuarzo y fragmentos líticos.

Dentro del área de estudio, esta unidad aflora en la porción sureste, en las cercanías del poblado de Casahuatlán (fig. 3). Sobreyace en ligera discordancia angular a la Formación Huajintlán de la secuencia sedimentaria continental cenozoica (figs. 4, 5B y 6). Presenta un espesor máximo de 50 m y gradualmente se adelgaza hacia el norte. Es masiva, vitro-cristalina y está caracterizada por presentar cristales de biotita euhedral. También se observan cristales de cuarzo y plagioclasa; así como en menor medida fenocristales de sanidino y hornblenda. La matriz es micro-criptocristalina lo que parece resultar de la desvitrificación de material vítreo y pumicítico. Algunos intervalos contienen fragmentos de pómez alterada de hasta 10 cm, con fenocristales de biotita.

De acuerdo con Morán-Zenteno et al. (2003), la Ignimbrita Tilzapotla constituye la facies extracaldera del centro volcánico de Tilzapotla. Ellos obtuvieron una edad de K-Ar de 34.3 ± 1.5 Ma de una muestra colectada en el área del presente estudio, lo que corresponde con el Eoceno tardío

3.3.2 Andesita Zacapalco.

Es un derrame andesítico que se localiza al sur de la zona de estudio y cubriendo discordantemente a la Ignimbrita Tilzapotla, a la Formación Tepetlapa y a las calizas cretácicas de la Formación Morelos (fig. 3). Es de color pardo a rojizo muy alterado. Al microscopio se observa una textura porfídica con fenocristales euhedrales y subhedrales de

olivino y microfenocristales de andesina y oligoclasa. La matriz está compuesta por atestados microlíticos de plagioclasa, en combinación con augita intersticial, lo que constituye la textura intergranular con un arreglo pilotaxítico. Los fenocristales de olivino presentan bordes de reacción a piroxeno y las plagioclasas presentan zoneamiento.

3.4 Descripción de la sucesión reportada previamente como Grupo Balsas.

La sucesión continental en el área de estudio está compuesta tanto de rocas sedimentarias como de rocas volcánicas. Asumir la descripción de la sucesión como si se tratara de una sola formación o un solo grupo resulta difícil por su heterogeneidad, por la presencia de paquetes gruesos y bien definidos de ignimbrita en posiciones intermedias y también por la presencia de una discordancia angular significativa en una posición intermedia. Por lo anterior se dividió provisional e informalmente en dos formaciones sedimentarias, dos cuerpos ignimbríticos y algunas intercalaciones de andesita de espesor delgado. Los cuerpos de ignimbrita separan a las dos formaciones sedimentarias continentales en la porción norte del área de estudio pero lateralmente se acunian y dejan en contacto a éstas mismas (figs. 3, 4, 5A, 5B y 6). La sucesión inferior sedimentaria denominada informalmente en este trabajo como Formación Tepetlapa se caracteriza por la intercalación de capas de conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas en su parte inferior, y por areniscas en capas medianas y gruesas en intervalos masivos, en su parte media y por intercalaciones de conglomerados y areniscas en la cima (fig 8). La sucesión sedimentaria superior está dominada por conglomerados de clastos gruesos de caliza con presencia ocasional de lentes y canales de arenisca. Se llama informalmente en este trabajo Formación Huajintlán (fig. 9).

3.5 Formación Tepetlapa.

3.5.1 Miembro conglomerático basal.

En la parte basal de la Formación Tepetlapa se observa una intercalación de estratos de areniscas, conglomerados y areniscas conglomeráticas (unidad 1 y unidad 2 en la figura 8).

Dichos estratos varían en espesores de 1 hasta 20 m y sus rumbos presentan una tendencia general hacia el NW, con echados de hasta 50° (figs. 4, 6 y 8). La matriz de este conglomerado es arcillo-calcárea y es matriz soportada. Al interior, los estratos de conglomerado no presentan gradación, pero sí se observa en algunos intervalos una orientación definida por clastos imbricados que corresponden principalmente a los fragmentos de arenisca de la Formación Mezcala. Para toda esta sucesión intercalada de conglomerado con arenisca se observa un espesor aproximado de 500 m. Los estratos presentan variaciones que resultan en una estratificación incipiente, porque no se observa una continuidad lateral en el tamaño de grano y en el espesor a lo largo de un mismo estrato. Se pueden identificar en un mismo horizonte variaciones definidas por el tamaño de los clastos, observándose que un conglomerado se puede convertir en una arenisca conglomerática, en un conglomerado arenoso o en una arenisca de grano medio a grueso.

Las estructuras primarias que se observan en este conjunto de estratos son superficies erosionales entre estratos y variaciones transicionales entre estratos de conglomerado y de arenisca conglomerática. En ninguno de los estratos se encontraron evidencias de actividad por organismos, ni presencia de fósiles. Los datos estructurales generales en esta secuencia varían entre: N 31° W, 35° NE y N 65° W, 45° NE.

3.5.2 Miembro de arenisca lítica.

Esta unidad está constituida de areniscas y los cambios en su interior se dan solamente por variaciones en el tamaño de grano y en el espesor de los estratos, así como por presentar lentes de arenisca conglomerática que en algunos casos definen canales o estratos incipientes intercalados dentro de la secuencia (unidad 3 en la figura 8). Particularmente esto se observa en la parte superior de la unidad, cerca del poblado de Santa Fe Tepetlapa, sobre la carretera 95, casi en la cima de la secuencia sedimentaria (figs. 4, 6, y 8). La secuencia de areniscas está conformada por estratos que varían en espesores desde 1 cm hasta masivos. En los límites entre estratos, no se observan estructuras importantes, más que en ocasiones superficies erosivas. Es de color pardo al fresco y a la intemperie adquiere tonalidades rojizas. El paquete completo de estas areniscas, tiene un espesor aparente de

960 m, medidos a partir del contacto con la secuencia basal. El tamaño general es de arena media a gruesa y presenta clastos de cuarzo, feldespatos y líticos volcánicos. Al microscopio se observan fragmentos de cristales de plagioclasas, cuarzo y líticos de caliza, limolita y volcánicos (andesíticos). También en algunas de las muestras (2-10, 3-10, 1-12, 2-12), se observaron cristales de biotita y hornblenda. En todas las muestras analizadas se presenta hematita en los intersticios entre minerales y fragmentos líticos, así como en reemplazamiento de plagioclasas y líticos. Otra de las características que se observan es que existe reemplazamiento en bajo y alto grado de minerales y líticos por calcita, lo que no permite observar con claridad los contactos entre minerales y/o entre líticos. Los fragmentos líticos de limolita, caliza y volcánicos se observan redondeados a subredondeados, mientras que los fragmentos minerales se observan angulosos a subangulosos. La textura general es intergranular y no se observa gradación pero sí una orientación, definida principalmente por los líticos de formas alargadas. El cementante es calcáreo. El contenido de fragmentos líticos fluctúa entre el 30% y 60 % y en tamaños de entre 0.1 y 2.5 mm.

El rasgo más característico que identifica a esta sucesión de areniscas líticas es que presenta intercalado un cuerpo andesítico discontinuo que alcanza espesores de aproximadamente 50 m y se describe en el siguiente párrafo. Los echados de las capas de arenisca varían entre N 8° W, 23° NE y N 60° W, 39° NE

3.5.3 Derrame Andesítico Intercalado I.

En la parte alta del miembro intermedio de la Formación Tepetlapa se observa un derrame andesítico intercalado que se caracteriza por presentar en su base una autobrecha. Su posición es concordante con las areniscas líticas que la subyacen y sobreyacen (figs. 3, 4, 5A, 5B y 6). El derrame se observa de color pardo a rojizo muy alterado y presenta vesículas rellenas con zeolitas. Aunque el derrame no es continuo, se puede observar lateralmente hasta el poblado de Santa Fe Tepetlapa, observándose que en la parte centro-oeste, está cubierto discordantemente por la Ignimbrita Teacalco. Al microscopio, se observan fenocristales de olivino y augita, los fenocristales de olivino (euhedrales y

subhedrales) se observan iddingsitizados, así como en algunos cristales se observan bordes de reacción de ortopiroxeno. La matriz está compuesta por atestados microlíticos de plagioclasa con un arreglo pilotaxítico, en combinación con augita intersticial.

3.5.4 Ignimbrita Teacalco.

Esta unidad se observa cubriendo en ligera discordancia angular a las Formaciones Morelos y Mezcala en la parte noroeste del área, así como a la unidad Tepetlapa en la porción centro-noroeste del área de estudio (figs. 3, 4, 5A y 6). Se trata de una toba vitro-cristalina con fenocristales de sanidino, cuarzo y biotita, además de fragmentos de pómez, fiammes y líticos accidentales de limolita de color rojizo. Los fragmentos de limolita son tabulares y se presentan en tamaños de entre 4 cm y 2 mm, mientras que la pómez se halla en tamaños de entre 8 cm y 2 mm. En las rocas, se observan huecos formados por la desintegración de esta última. La Ignimbrita es masiva, de color rosa al fresco y a la intemperie y tiene un espesor máximo estimado de 250 m. De esta unidad se colectó una muestra (A0-54-04) para su fechamiento por el método de K-Ar y su análisis en un concentrado de biotita arrojó una edad de 38.5 ± 1 Ma. En la zona ubicada al norte de Zacapalco y en la localidad de la Escondida (punto GPS: A-0-6-04; coords. WGS 84: 14Q 454314 m E, 2050437 m N), en la parte suroeste del área de estudio se observaron afloramientos de una ignimbrita similar a la Ignimbrita Teacalco. En el primer caso la ignimbrita cubre a un derrame de andesita y esta cubierta por conglomerados de clastos de caliza similares a los de la Formación Huajintlán. En el segundo caso, la ignimbrita está intercalada entre dos sucesiones de conglomerados calizos. En las dos localidades la sucesiones señaladas sobreyacen en aparente discordancia angular a la Formación Tepetlapa.

3.5.5 Ignimbrita Piedras Altas.

Esta unidad ignimbrítica es masiva y sobreyace concordantemente a la ignimbrita Teacalco. Se distribuye en la parte norte del área cartografiada, en los alrededores del cerro Piedras Altas y al este de Teacalco (figs. 3, 4, 5A y 6). Se caracteriza por presentar una mayor abundancia de pómez con respecto a la unidad anterior, lo que le imprime un color más

claro y una consistencia más deleznable. Se observan fenocristales de sanidino y cuarzo en una matriz pumicítica, también se observan fenocristales de biotita, en una menor proporción con respecto a la unidad anterior. Contiene, además, líticos accidentales de andesita y limolita (en tamaños de arena gruesa y grava fina). No se identificaron “fiammes” lo que indica un menor grado de piroconsolidación.

En la ladera occidental del cerro Piedras Altas se puede observar que esta unidad se compone de dos flujos ignimbríticos y cuyo contacto entre éstos es erosivo. El espesor total máximo estimado para esta secuencia es de 90 m, de los cuales, los 25 m superiores pertenecen al segundo evento.

3.6 Formación Huajintlán.

Esta unidad se distribuye principalmente a lo largo de una franja de orientación general N-S y que va desde el poblado de Huajintlán hasta la zona de Casahuatlán. Sobreyace a la ignimbrita Piedras Altas (en la parte centro-norte del área) y a las areniscas de la Formación Tepetlapa (en la parte centro-este-sureste). A su vez, está suprayacida por la Ignimbrita Tilzapotla (en la parte este-sureste) y por la Formación Cuernavaca (en la parte nortnoreste) (figs. 3, 4, 5A, 5B, 6 y 9). Las características de esta unidad se ajustan un poco más a las clásicas descritas por Fries, (1960) para el conglomerado que caracteriza al Grupo Balsas (clastos de caliza y arenisca en tamaños de hasta 50 cm y subredondeados a subangulosos, además de la existencia de clastos de andesita e ignimbrita). En ninguno de los afloramientos se observó gradación, pero en ocasiones sí se aprecia una orientación definida por la imbricación de algunos clastos cuando son aplanados o tabulares. Es clasto-soportado, aunque en ocasiones se presenta como matriz soportado y de matriz arenosa. Es en general de carácter masivo y sólo en algunos intervalos se observan diferencias en el tamaño de los clastos, lo que define una estratificación incipiente. También es común observar canales y lentes de arenisca dentro de la secuencia (Fig. 12). Uno de los rasgos sobresalientes es que presenta una inclinación baja de entre 14° y 25°, lo que marca una discordancia angular respecto a la secuencia inferior Tepetlapa, en donde se observan inclinaciones de entre 25° a 50°. El espesor máximo de esta unidad es de 590 m (fig. 9).

3.7 Dique Basáltico.

Este dique se encuentra en la parte oeste del área de estudio (punto GPS: A0-1-41-04; coords. WGS 84: 14Q 451608 m E, 2054574 m N). Representa el cuerpo ígneo más máfico de la zona (fig. 4). Tiene un alto contenido de fenocristales de olivino (35%), lo que se refleja también en su alto contenido de MgO (10.04 %). Se encuentra cortando a la secuencia de areniscas y areniscas conglomeráticas del miembro inferior sedimentario del Grupo Balsas y tiene una orientación general de N 75° W. En el estudio petrográfico, esta roca presenta fenocristales de olivino parcialmente serpentinizados y con bordes iddingsitizados. Entre sus constituyentes minerales, la roca tiene augita que también se halla en fenocristales dentro de una matriz de atestados microlíticos, aunque la mayor cantidad de ésta se encuentra como matriz en los intersticios microlíticos en una textura pilotaxítica. Los resultados del análisis de elementos mayores por fluorescencia de Rayos X sitúan a esta roca dentro del campo de basalto (fig. 7).

3.8 Dique de Andesita basáltica.

Este dique se localiza en las afueras del poblado de Huajintlán, sobre la carretera federal 95 y aflora en el punto A0-1-1-04 (coords. WGS 84: 14Q 455656 m E, 2057484 m N), donde se encuentra encajonado por el conglomerado grueso de la Formación Huajintlán (figs. 3, 4, 5A y 6). De acuerdo con los resultados del análisis de elementos mayores por fluorescencia de Rayos X, se determinó que este dique corresponde a una andesita basáltica (fig. 7). Es de color pardo verdoso y a simple vista se observan algunos fenocristales de olivino oxidados. El diaclasamiento observado es principalmente vertical, aunque también se observan algunas fracturas horizontales y subhorizontales. Al microscopio, se observa una textura porfídica con fenocristales de olivino y augita en una matriz pilotaxítica, conformada por cristales de plagioclasa y augita. Los fenocristales de olivino se encuentran serpentinizados y con bordes iddingsitizados.

3.9 Derrame andesítico intercalado II.

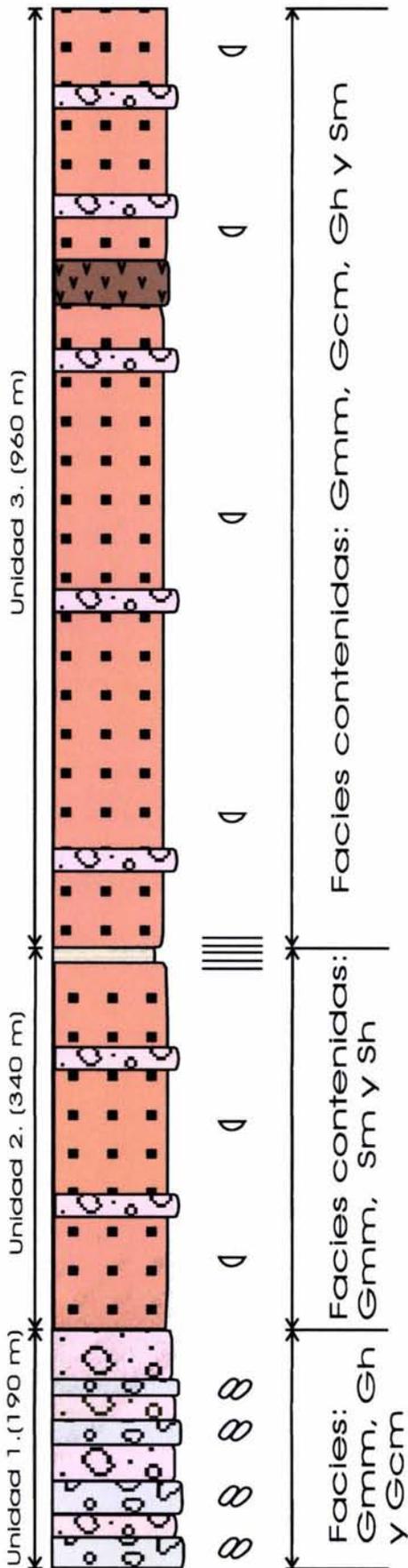
Este derrame se halla en la parte sur del área, al norte de Zacapalco y se encuentra sobreyacido por un cuerpo de ignimbrita (fig. 3). En conjunto definen una sucesión que se ubica estratigráficamente entre las formaciones Tepetlapa y Huajintlán. El derrame se observa de color pardo a rojizo muy alterado y presenta en su base una autobrecha. También se observan vesículas rellenas con zeolitas. Al microscopio, se observan fenocristales de olivino, augita, andesina y oligoclasa. Los fenocristales de olivino (euhedrales y subhedrales) se observan iddingsitizados y en ocasiones reemplazados por augita, mientras que los fenocristales de plagioclasa presentan zoneamiento en su interior. También en algunos cristales se observan bordes de reacción de ortopiroxeno. La matriz está compuesta por atestados microlíticos de plagioclasa con un arreglo pilotaxítico, en combinación con augita intersticial.

Unidad	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PxC	Suma
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Dique de Andesita basáltica	52.89	1.56	16.23	8.51	0.12	4.96	8.11	3.64	1.73	0.40	1.84	100
Dique Basáltico	50.32	1.41	13.73	9.60	0.15	10.04	8.38	2.97	1.34	0.46	1.52	100

Figura 7. Resultados del análisis de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos X de las muestras de los diques Basáltico y de Andesita basáltica.

Formación Tepetlapa

Facies y Estructuras Contenidas



LEYENDA

LITOLOGÍA Y COMPOSICIÓN

- Arenisca Grano Grueso, Sm.
- Arenisca Grano Fino, Sh.
- Arenisca Conglomerática, Gmm.
- Conglomerado Grueso, Matriz Soportado, Clasto Soportado, Gmm, Gcm, Gh.
- Andesita Intercalada I

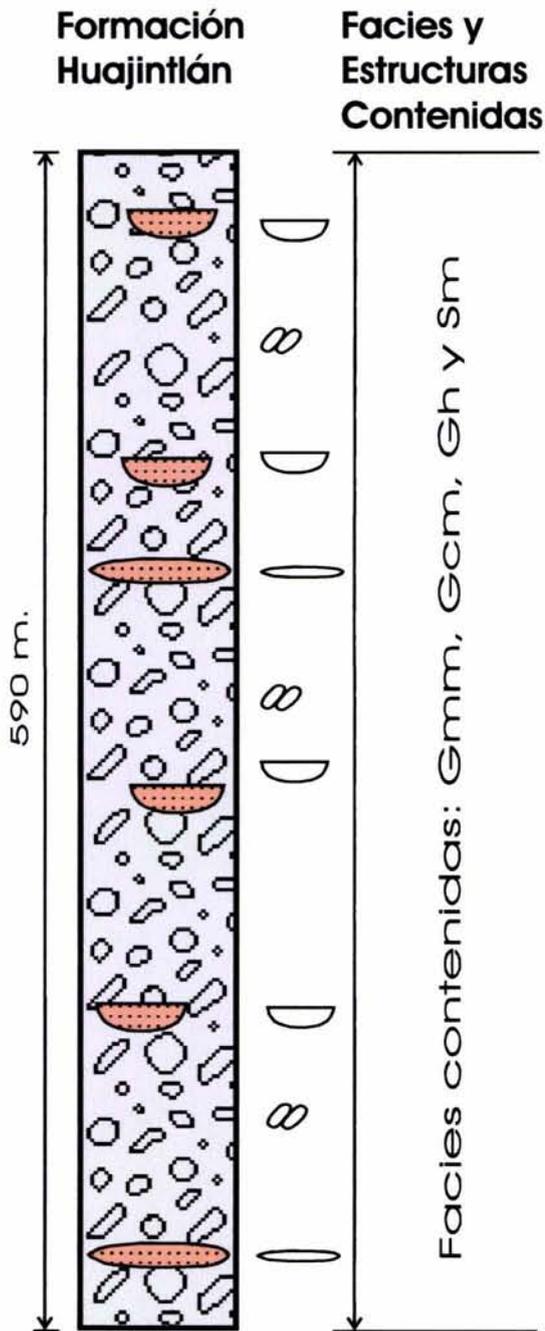
ESTRUCTURAS

- Clastos Imbricados
- Laminación Paralela
- Canales

LITOFACIES

- Gmm.** Conglomerado Matriz Soportado
- Gcm.** Conglomerado Clasto Soportado
- Gh.** Grava burdamente estratificada y clasto soportada.
- Sm.** Arenisca.
- Sh.** Arenisca con laminación horizontal.

Figura 8. Columna estratigráfica de la Formación Tepetlapa en donde se muestran las facies y estructuras contenidas, de acuerdo a Miall (1996).



LEYENDA

LITOLOGÍA Y COMPOSICIÓN

-  Arenisca Grano Grueso, Sm.
-  Conglomerado Grueso, Matriz Soportado, Clasto Soportado. Gmm, Gcm, Gh.

ESTRUCTURAS

-  Clastos Imbricados
-  Canales, Sm.
-  Lentes de arenisca, Sm.

LITOFACIES

- Gmm.** Conglomerado Matriz Soportado
- Gcm.** Conglomerado Clasto Soportado
- Gh.** Grava burdamente estratificada y clasto soportada.
- Sm.** Arenisca

Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación Huajintlán en donde se muestran las facies y estructuras contenidas, de acuerdo a Miall (1996).

CAPÍTULO 4

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA.

4.1 Facies Sedimentarias Identificadas.

Dentro de la sucesión continental sedimentaria se reconocieron diferentes facies de conglomerados, areniscas, areniscas conglomeráticas y limolitas. Para la identificación y definición de estas facies se utilizó el esquema y la nomenclatura de Miall (1996). A continuación se presenta la tabla 1 donde se definen los principales elementos deposicionales correspondientes a los depósitos fluviales:

Elemento	Tipo	Principal asociación de facies	Geometría y relaciones
Canales	CH	Cualquier combinación	Lóbulos, lentes o capas con base erosional cóncava, escala y forma altamente variables
Estratos y barras de grava	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes y capas; usualmente cuerpos tabulares, comúnmente interestratificados con SB
Estratos de arena	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, capas, mantos y cuñas ocurren como relleno de canales o en hendiduras extensas, barras menores
Macroformas de acreción corriente abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes descansando sobre planicies o en la base de canales con superficies de erosión interna convexas
Macroformas de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, menos común Gm, Gt, Gp	Cuñas, capas y lóbulos caracterizados por acreción lateral interna
Huecos por surcos	HO	Gh, Gt, St, Sl	Huecos en forma de cuchara con relleno asimétrico
Flujo de sedimentos por gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos y capas típicamente interestratificadas con GB
Capas de arena laminadas	LS	Sh, Sl, menormente Sp, Sr	Capas y mantos
Llanuras de inundación finas	FF	Fm, Fl	Capas finas a densas, comúnmente interestratificadas con SB, pueden llenar canales abandonados

Tabla 1. Elementos deposicionales en depósitos fluviales (tomada de Miall, 1996).

En la tabla 2 se presentan las diferentes facies fluviales establecidas por este autor. También se aplicó el concepto de elemento deposicional para indicar el tipo de asociación de facies que se presentan en la secuencia estudiada y a partir de ello identificar los mecanismos de transporte y sedimentación.

Tabla 2. Clasificación de facies (tomada de Miall, 1996).

Código (tipo)	Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación y observaciones
Gmm	Grava masiva, Matriz-soportada	Gradación incipiente	Flujos de escombros plásticos
Gmg	Grava matriz-soportada	Gradación inversa (i) a normal (n)	Flujos de escombros pseudo-plásticos (baja fuerza viscosa)
Gci	Grava clasto-soportada	Gradación inversa	Flujos de escombros ricos en clastos (alta fuerza), o flujos de escombros pseudoplásticos (baja fuerza)
Gcm	Grava masiva clasto-soportada		Flujos de escombros pseudoplásticos (carga de fondo inercial, flujo turbulento)
Gh	Grava burdamente estratificada y clasto-soportada	Estratificación horizontal, imbricación	Estratoformas longitudinales, depósitos <i>lag</i> y <i>sieve</i>
Gt	Grava estratificada	Estratificación cruzada en canal	Relleno de canales menores
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada planar	Estratoformas transversales, crecimientos deltáicos a partir de barras remanentes más viejas
St	Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta	Estratificación cruzada en canal solitaria o agrupada	Dunas crestonadas-sinuosas y linguoides (migración 3D)
Sp	Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta	Estratificación cruzada planar, solitaria o agrupada	Estratoformas transversales y linguoides (migración de dunas 2-D)
Sr	Arena muy fina a gruesa	Laminación cruzada. rizaduras	Rizaduras (régimen de flujo más bajo, velocidades < 1 m/s)
Sh	Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta	Laminación horizontal, lineación por corriente	Flujo de estratificación plana (flujo crítico)
Sl	Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta	Estratificación cruzada de bajo ángulo (< 15°)	Rellenos de surcos, cárcavas o dunas removidas, antidunas
Ss	Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta	Surcos someros, amplios	Relleno de surcos
Sm	Arena fina a gruesa	Laminación incipiente o masiva	Depósitos de flujos de sedimentos por gravedad
Fl	Arena, limo y arcilla	Laminación fina, rizaduras muy pequeñas	Llanuras de inundación, canales abandonados o disminución de depósitos de flujo
Fsm	Limo y arcilla	Masiva	Pantanos o depósitos de canales abandonados
Fm	Limo y arcilla	Masiva, grietas de desecación	Llanuras de inundación, canales abandonados o depósitos de cobertura
Fr	Limo y arcilla	Masiva, raíces, bioturbación	Estrato con raíces, suelo incipiente
C	Carbón y arcilla carbonosa	Plantas, películas de lodo	Depósitos de pantano con vegetación
P	Paleosuelos carbonatados (calcita y siderita)	Rasgos pedogenéticos: nódulos, filamentos	Suelos con precipitación química.

4.1.1 Facies de la Formación Tepetlapa.

Hacia la base de esta formación (unidad 1 en la figura 8), en un intervalo de 190 m, se identificaron facies de conglomerado matriz-soportado (aunque en algunos casos es clasto soportado), no gradado y en ocasiones con imbricación de clastos. Intercaladas con esta facies se observan facies de arenisca conglomerática en estratos gruesos (fig. 10). De acuerdo con el esquema definido por Miall (1996), se determinó que esta primera sucesión corresponde con las facies de tipo Gmm, Gh y Gcm. Sobre esta sucesión (unidad 2 en la figura 8), en un intervalo de 340 m se identificaron facies de arenisca estratificada de tipo Sm, intercaldas con algunos horizontes de arenisca conglomerática de tipo Gmm y de limolitas con laminaciones, las cuales se clasifican como facies de tipo Sh. Esta litofacies ocurre bajo diferentes condiciones, tales como velocidades bajas y a profundidades someras, se distingue por laminaciones planas paralelas, con lineación que indica el sentido del flujo de la corriente. Sobreyaciendo a esta secuencia, se hallan litofacies de arenisca Sm, que dentro del área de estudio presenta estratos con espesores que varían entre 1 cm y 20 m y conforman en conjunto un intervalo de 960 m (unidad 3 en la figura 8). Es de grano medio a fino y en ocasiones se observan horizontes o lentes de arenisca conglomerática, los cuales definen paleocanales. Estas litofacies dominan la parte superior de la unidad Tepetlapa, aunque hacia la cima, en el sector sur del área estudiada, se observan dos intervalos de areniscas y areniscas conglomeráticas e intercalaciones de capas de conglomerados de tipo matriz soportado a clasto-soportado (Gmm, Gh y Gcm), cada uno con un espesor aproximado de 100 m. Las capas de conglomerado matriz-soportado presentan variaciones notables en su espesor y en algunas localidades se llegan a observar paleocanales labrados en las capas de arenisca subyacentes (fig. 10). Estos intervalos se pueden observar en los cortes de la carretera 95, el primero de ellos al este de la desviación a Santa Fe Tepetlapa, y el segundo en los alrededores del km 19.4.

El arreglo de las facies anteriores define una arquitectura deposicional de elementos tipo SG intercaldados con elementos SB (ver tabla 1). Este tipo de arquitectura está comúnmente relacionada a flujos de gravedad. La escasa gradación en las capas de conglomerado matriz soportado sugiere flujos de escombros como mecanismo de transporte principal. Sin embargo, la presencia de algunas capas con laminaciones y otras con gradación sugiere que intervinieron de manera subordinada corrientes hiperconcentradas (> 40% de concentración de sedimentos en el flujo) y aún corrientes con menor concentración de sedimentos.

Hacia la parte superior de la Formación Tepetlapa dominan los elementos SB del tipo de las láminas de arenisca de planicies distales de corrientes anastomosadas en combinación con elementos de tipo SG que se observaron en la cima, definidos por la presencia de areniscas conglomeráticas y conglomerados matriz-soportados que constituyen antiguos canales CH (ver tabla 1 y figura 10). Este último tipo de arquitectura sedimentaria suele ocurrir en la parte terminal de abanicos aluviales y ha sido interpretada su formación como depósitos de láminas de areniscas y areniscas conglomeráticas en amplios canales prácticamente no confinados (Miall, 1996).

4.1.2 Facies de la Formación Huajintlán.

Se caracteriza por la presencia de facies de conglomerado mal clasificados, aunque en ocasiones se pueden observar facies de conglomerado con una estratificación incipiente y algunos intervalos con imbricación de clastos. En términos generales, es clasto-soportado por hallarse en contactos puntuales o rectos los clastos que lo conforman, aunque en intervalos se observa de tipo matriz soportado (fig. 11). De acuerdo con Miall (1996), se ha definido que estas facies son de tipo Gmm, Gcm y Gh (fig. 9).

De acuerdo con Miall (1996), la litofacies Gcm representa flujos de detritos pseudoplásticos de baja fuerza (low-strength pseudoplastic debris flow), depositada por flujos laminares o turbulentos viscosos, mientras que la facies Sm representa flujos de gravedad, que comúnmente ocurren en pequeños canales no confinados. Se presentan también algunas lentes y canales amplios con facies de arenisca e incipiente estratificación Sm (fig 12).

El dominio de facies Gcm en la unidad Huajintlán define elementos SG (ver tabla 1) asociados a flujos de gravedad que deben haber sido caracterizados por flujos de escombros en regímenes laminares o turbulentos. La escasez de facies de conglomerado con estratificación cruzada y la poca definición de paredes de paleocanales sugiere más bien depósitos en sistemas anastomosados.

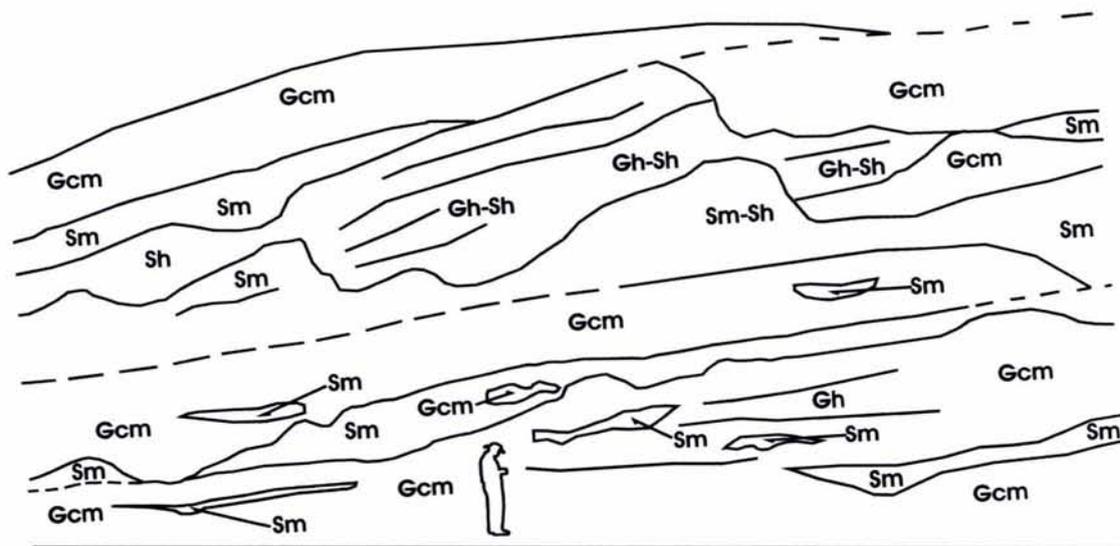
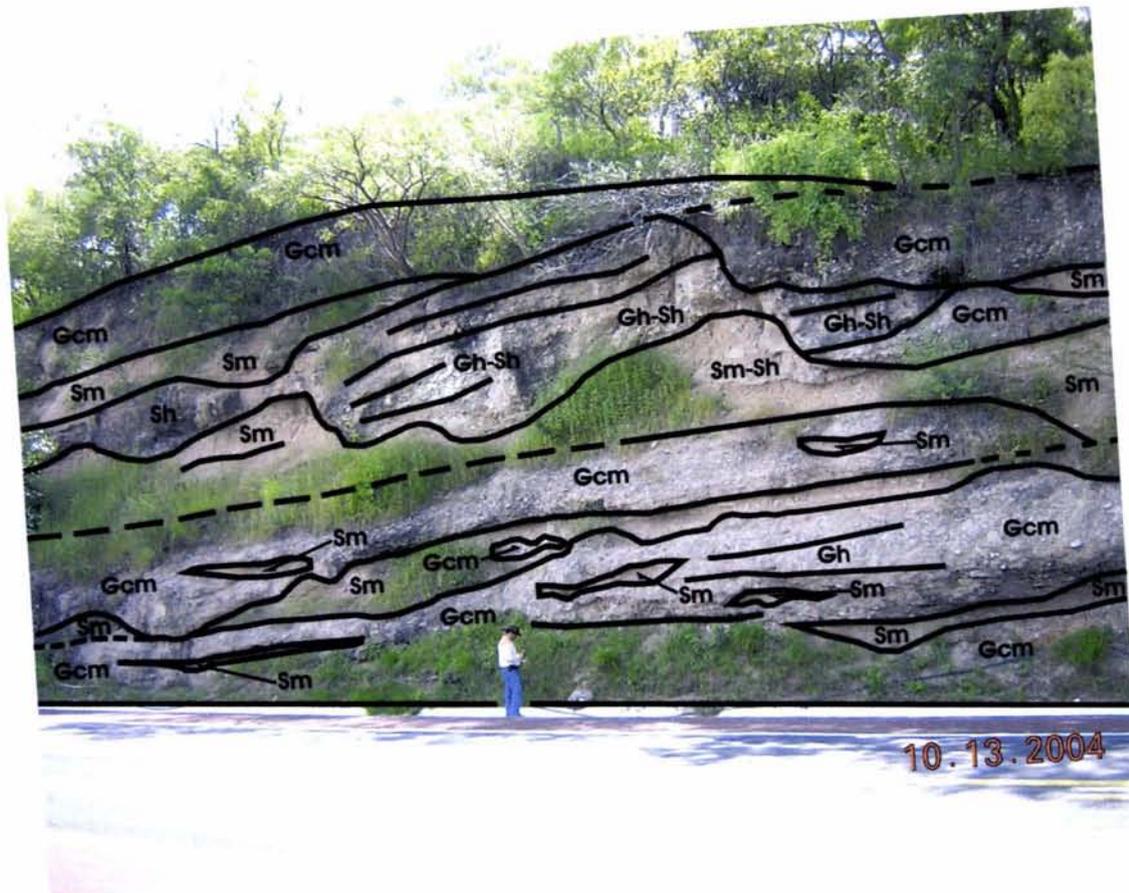


Figura 10. Diagrama esquemático que muestra las distintas facies identificadas en un corte sobre la carretera 95, en las cercanías del poblado de Santa Fe Tepetlapa. Este corte representa la cima de la secuencia de la Unidad Tepetlapa.



Figura 11. Fotografía que muestra el conglomerado de la Formación Huajintlán de tipo matriz soportado y mal clasificado.

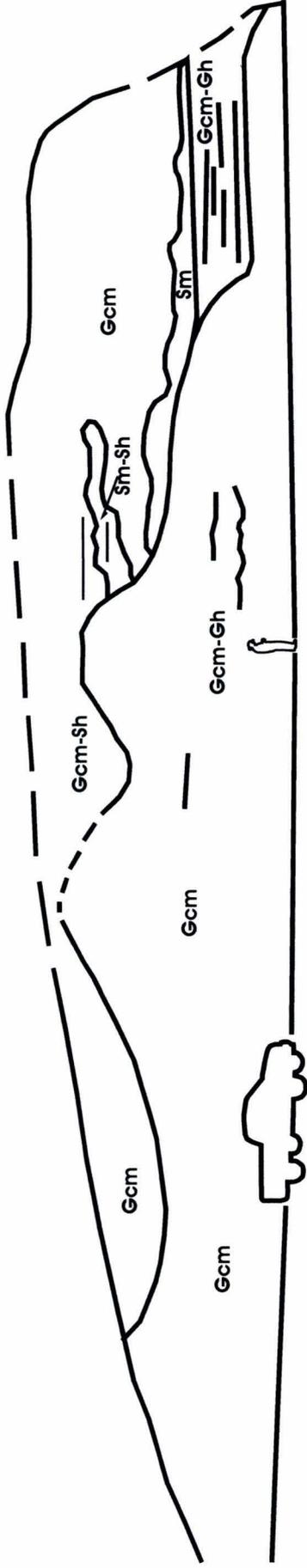


Figura 12. Diagrama esquemático que muestra las distintas facies identificadas en un corte sobre la carretera 95, y que caracteriza a la Unidad Huajintán.

4.2 Ambientes de Depósito y sus Variaciones.

Dadas las características de selección, acomodo de los clastos, su forma y grado de redondez, junto con otras características observadas, tales como el tipo de estratificación, forma de transporte y la posición general de las capas, se interpreta en este estudio que la sucesión sedimentaria estudiada corresponde a un ambiente de depósito de tipo abanico aluvial. Miall (1996) señala que: "...el término de abanico aluvial puede ser usado para sistemas fluviales enteramente no marinos y no lacustrinos cuya red de canales es más distributivo que contributivo".

Stanistreet y McCarthy (1993) hacen una clasificación de los abanicos en tres tipos. Para cada tipo se reconocen diferentes arquitecturas y varios tipos de procesos fluviales pueden ocurrir en diferentes proporciones, dependiendo del clima y de la naturaleza del terreno de la fuente. La primer clase de abanico es el "abanico dominado por flujo de detritos" (debris-flow-dominated fan). Estos abanicos son pequeños, típicamente menores a 10 km en longitud radial y escarpados. De acuerdo con la distancia donde el abanico se deposita, este se subdivide en abanico interno, donde el flujo es de detritos y próximo al canal de la fuente; abanico medio, donde el flujo es de detritos y laminar; y abanico externo, donde los flujos son laminares y la corriente es anastomosada somera.

Los otros dos tipos son el "abanico fluvial anastomosado" (braided fluvial fan) y el "abanico fluvial de baja sinuosidad meándrico" (low sinuosity/meandering fluvial fan). De acuerdo con el tipo de estructuras deposicionales, se clasifican en interno, medio y externo. Así, para el abanico fluvial anastomosado, el abanico interno se constituye de barras de grava longitudinales; el abanico medio se constituye de barras de grava longitudinales y barras de arena transversales; mientras que el abanico externo se constituye de barras transversales y dunas. Dentro del abanico fluvial de baja sinuosidad meándrico, el abanico interno presenta cinturones meándricos activos que corren sobre pantanos permanentes con diques que presentan abundante vegetación; el abanico medio presenta ríos con baja sinuosidad y anastomosados con diques que tienen vegetación abundante; por su parte, el abanico externo presenta ríos con baja sinuosidad y anastomosados que inciden con canales de poco confinamiento.

Tomando en cuenta las características identificadas para las facies descritas en el área de estudio y de acuerdo con la clasificación de Stanistreet y McCarthy (1993), el tipo de abanico que dio origen a las dos formaciones sedimentarias que forman la sucesión se situaría en un abanico del tipo “abanico dominado por flujo de detritos”. En el caso de la Formación Tepetlapa se puede reconocer que, ascendiendo verticalmente y alejándose del frente montañoso, se perciben cambios en las facies de la parte interna del abanico hacia la parte distal, dados por una disminución en el tamaño de grano de los clastos que constituyen dicha sucesión. En el caso de la Formación Huajintlán, la granulometría gruesa dominante y homogénea, así como el tipo de facies observadas sugieren más bien la parte interna del abanico, aunque dentro de éste se sitúa sólo hasta el abanico medio por presentar flujos de detritos y flujos laminares además de haberse identificado una deposición longitudinal de capas de grava y arena, aunque no fue posible definir si existen llanuras de inundación que produjeran barras de arena y grava.

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

5.1 Implicaciones Estratigráficas.

El llamado Grupo Balsas en el área de este estudio está formado tanto por unidades sedimentarias continentales como por unidades volcánicas silíceas e intermedias, las cuales forman una secuencia que sobreyace en discordancia angular a las unidades sedimentarias marinas del Cretácico. Aunque Fries (1960) había señalado la presencia de intercalaciones de rocas lávicas y tobas, los resultados de este estudio indican que las unidades de ignimbrita que afloran en la parte norte, no sólo tienen un espesor considerable (> 300 m) sino que separan dos formaciones sedimentarias claramente diferenciables por la composición dominante de sus clastos, su granulometría y por sus facies. Además se observa que entre ellas existe una relación angular que en este trabajo se ha interpretado como de origen volcano-tectónico. En la porción sur del área estudiada las unidades de ignimbrita se acuñan, lo que propicia el contacto directo entre las dos formaciones sedimentarias. Esta relación directa se observa en la carretera 95, lo que probablemente indujo a Fries (1960) a subestimar su importancia.

La fecha de 38.5 ± 1 Ma obtenida de una de las ignimbritas que separan las dos formaciones sedimentarias, en conjunto con la fecha reportada de 34.3 ± 1.5 Ma para la ignimbrita Tilzapotla sobreyacente, indican, al menos para la Formación Huajintlán, una edad correspondiente al Eoceno tardío. La falta de fechamientos de las andesitas intercaladas en la Formación Tepetlapa impide constreñir su edad, sin embargo, la continuidad aparente en las condiciones de depósito y el escenario geomorfológico, sugieren una edad cercana a la Formación Huajintlán. Estas inferencias indican una diferencia significativa con la edad de las secuencias atribuidas al Grupo Balsas en la región de la depresión del Río Balsas por Fries (1960) y más recientemente por Cerca (2004), en donde se les ha considerado de edad Paleocena. También se confirman diferencias muy importantes con respecto a las edades del Cretácico Tardío y Paleoceno

reportadas para la sucesión de lechos rojos en la región de Tzitzio (Altamira, 1999; Bennami y Centeno-García, 2004).

Lo anterior sugiere la necesidad de utilizar una denominación diferente a “Grupo Balsas” para la sucesión estudiada. Aunque en este trabajo no se puede proponer una denominación formal a la sucesión, se sugiere el nombre de Grupo Amacuzac para incluir en él las unidades sedimentarias y volcánicas reconocidas en el área de este estudio.

El espesor estimado de 2000 m se interpreta aquí como un espesor aparente a la luz de las inferencias sedimentológicas realizadas, ya que al tratarse de depósitos de abanico, con una clara progradación hacia al este, al menos claramente definida para la Formación Tepetlapa, el efecto sería el de sumar cuñas sedimentarias apiladas lateralmente, más que el de secuencias con una agradación vertical simple. La presencia de discordancias angulares internas en cada una de las unidades sedimentarias estudiadas pudo haber sido atenuada por el nivel de erosión en el que se encuentran expuestas. Dichas discordancias serían más evidentes cerca del ápice de las cuñas sedimentarias si se tuviera un nivel de erosión menos profundo.

La presencia del cuerpo andesítico intercalado y de los cuerpos de ignimbrita dentro de la secuencia sedimentaria continental evidencian un volcanismo bimodal, aunque no se precisó la fuente de estos. La edad de la Ignimbrita Teacalco (38.5 ± 1 Ma), que es más vieja que la ignimbrita del colapso de la Caldera de Tilzapotla, sugiere que se deriva del centro volcánico de Taxco que ya había iniciado su actividad. La presencia de la Ignimbrita Tilzapotla sobreyaciendo en discordancia a la Formación Huajintlán indica el colapso de la caldera y el evento máximo de vulcanismo explosivo en el área.

5.2 Interpretación Sedimentológica.

Las asociaciones de facies reconocidas en la secuencia de la Formación Tepetlapa indican que se trata de depósitos en un ambiente de abanicos aluviales, controlado por flujos de gravedad (sediment gravity-flows) que son comunes en climas áridos. La generación de

estos abanicos se vio favorecida por la pronunciada pendiente de la estructura positiva que delimita la margen oeste de la cuenca, lo que sugiere que la fuente es el alto de Taxco-Cacahuamilpa (fig. 13). En estos términos, el paquete sedimentario de la Formación Tepetlapa, de un espesor aparente de más de 1400 m, se explica por el mecanismo de una depositación progradante en dirección hacia el oriente, de varios eventos (*sets*) de depósito. La Formación Huajintlán también revela un ambiente de depósito de tipo abanico aluvial, controlado por flujos de gravedad, pero además presenta algunos caracteres de abanico de corrientes anastomosadas. Esta unidad revela mucha mayor energía de depósito por el tamaño de los clastos que contiene, así como también registra una variación en la composición de las rocas de la fuente porque dominan los conglomerados de calizas de tipo clasto-soportado. La deposición de esta unidad también se realizó en una dirección hacia el oriente.

Considerando las inclinaciones de las capas y tomando en cuenta lo definido por Miall (1996), quien indica que las inclinaciones normales para las capas en un depósito de abanico aluvial caen en el rango de entre 25° y 1.5°, se observa que éstas, en el área de estudio, presentan valores claramente más altos que los normales de depósito, especialmente para la Formación Tepetlapa. Esto sugiere un basculamiento tectónico de la sucesión sedimentaria, especialmente porque las facies distales de arenisca deberían tener valores más bajos que los ~25° que presentan. Si se corrigen las inclinaciones de las capas, utilizando la inclinación promedio (25°) de la Formación Huajintlán, se observa que las capas de la Formación Tepetlapa sufrieron un basculamiento cercano a los 20°. Así, el miembro inferior sedimentario de la sucesión estudiada es el primer aporte continental del área que se depositó en una cuenca intermontana.

5.3 Implicaciones Tectónicas.

El abanico de la Formación Tepetlapa parece haber iniciado su depositación a partir de los contrastes en el relieve heredados de la Orogenia Laramide a finales del Cretácico Superior. Dicha orogenia generó grandes pliegues anticlinales y sinclinales con orientación general N-S, así como cabalgaduras con vergencia general al este (Fries 1960; Cerca 2004). De

acuerdo al mapa geológico escala 1:250,000 del Consejo de Recursos Minerales, la sucesión estudiada se encuentra dentro de uno de los grandes sinclinatorios de la región, que correría desde el sur de Cuernavaca hasta el sureste de Iguala y estaría interrumpido al sur del área de estudio por el domo estructural relacionado con la caldera de Tilzapotla. Este sinclinatorio habría estado ocupado por afloramientos de la Formación Mezcala, menos resistente a la erosión. La erosión diferencial habría generado un considerable desnivel entre el alto estructural de Taxco-Cacahuamilpa y el área del sinclinatorio en donde posteriormente ocurrió el depósito del llamado Grupo Balsas en forma de un abanico aluvial (Figs. 3 y 13). El abanico progradó hacia el oriente con una disminución en la energía, interpretada por las asociaciones de facies identificadas. Las diferencias en los valores de los echados de la base de la Formación Tepetlapa con respecto a su cima pueden ser interpretados dentro del rango de las posibles variaciones debidas a la dinámica del abanico en una situación de relativa estabilidad tectónica.

La acumulación de alta energía de los conglomerados de la Formación Huajintlán cubriendo depósitos distales de la Formación Tepetlapa y a las ignimbritas intercaladas revelan un levantamiento en el área fuente de los sedimentos y un cambio en la morfología del abanico. La edad Eoceno tardío de la Formación Huajintlán sugiere que el levantamiento está asociado con el desarrollo del domo estructural asociado a la evolución de la Caldera de Tilzapotla. El basculamiento de los depósitos de la Formación Tepetlapa puede haber estado relacionado a las primeras etapas de formación del domo. La inclinación de las capas hacia el este y noreste sugiere más bien esta relación y descarta un proceso de fallamiento lístrico al pie del alto estructural de Taxco-Cacahuamilpa.

No existen fallas laterales significativas dentro de la sucesión o en los bordes de la zona de afloramiento que indiquen que se trata de una cuenca de pull-apart como lo ha sugerido Alaniz et al. (2002) en Taxco, más bien parece corresponder a una cuenca intermontana heredada de los contrastes del relieve que dejó la Orogenia Laramide y los procesos erosivos subsecuentes.

Considerando los estudios que se han hecho en cuencas cercanas por otros autores y tomando en cuenta la génesis, forma y características propias para cada una de ellas, también se propone que la cuenca que contiene toda la sedimentación Terciaria del área, sea nombrada “Cuenca de Amacuzac” por poseer características propias que permiten definirla como una zona de acumulación diferente a las mencionadas por Cerca (2004).

5.4 Conclusiones.

La secuencia correspondiente al llamado Grupo Balsas en el área de Amacuzac se compone de dos formaciones sedimentarias (Formación Tepetlapa y Formación Huajintlán), con intercalaciones de cuerpos volcánicos de composición bimodal que incluyen ignimbritas y andesitas.

Se observa una marcada discordancia angular entre la Formación Huajintlán y la Formación Tepetlapa, que en este trabajo se interpreta como de origen tectónico.

Fechamientos de K-Ar de una de las ignimbritas que separa a las dos unidades sedimentarias y otra que sobreyace a toda la secuencia, indican una edad del Eoceno tardío para la Formación Huajintlán y una probable edad de Eoceno temprano para la Formación Tepetlapa. Estos resultados indican una edad diferente con respecto a las inferidas para el Grupo Balsas en otras regiones.

De acuerdo a las facies y elementos deposicionales identificados, se interpreta que el ambiente de depósito de ambas unidades es de un abanico aluvial dominado por flujos de gravedad y corrientes anastomosadas.

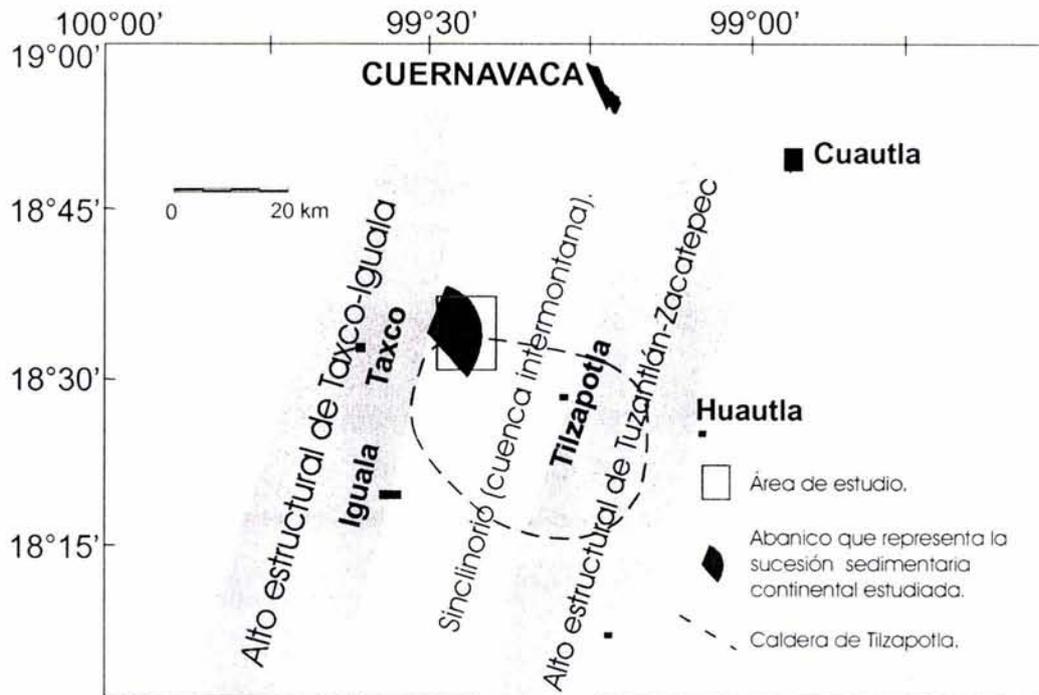


Figura 13. Diagrama esquemático que muestra la ubicación del área de estudio dentro de dos altos estructurales (anticlinorios), donde se depositó la secuencia sedimentaria continental en un ambiente de abanicos aluviales.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- A. Scholle Peter, 1979. A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. Published by The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 28. Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Adams, A. E.; Mackenzie, W. S. & Guilford, C., 2000. Atlas of Sedimentary Rocks Under The Microscope. 7th Impression, China, Edited by Longman.
- Alaniz-Álvarez, S. A.; Nieto-Samaniego, A. F.; Morán-Zenteno, D. J.; Alba-Aldave, L. 2002. Rhyolitic volcanism in extensión zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 1-14
- Alba-Aldave, L. A.; Reyes-Salas, Margarita; Morán-Zenteno, D. J.; Ángeles-García, Sonia; and Corona-Esquivel, Rodolfo, 1996. Geoquímica de las Rocas Terciarias de la Región de Taxco-Huautla: Instituto Nacional de Geoquímica, Congreso Nacional de Geoquímica, 6th, San Luis Potosí, San Luis Potosí, Actas INAGEQ, v. 2, p. 39-44.
- Altamira-Areyán, Armando, 2002. Las Litofacies y sus Implicaciones de la Cuenca Sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estados de Guerrero y Michoacán, México. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 79 p
- Campa, U. M. F. Y Ramírez, J. 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Plan Piloto Proyecto de Recursos Naturales de Guerrero. 68 p.
- Campa, U. M. F. y Coney, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in México. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.

- Bennami, Moloud y Centeno-García, Elena. 2004. Nueva Localidad de Dinosaurios del Cretácico Tardío en el Sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán). Enviado a la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas (en revisión).
- Cerca-Martínez, L. M, 2004. Deformación y Magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la Zona de la Plataforma Guerrero Morelos. Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, campus UNAM Juriquilla, Queretaro, 175 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1998. Explicación de la Carta Geológico-Minera Cuernavaca E14-5; Mor., Pue., Gro., Edo. de Méx. Y Oax.
- Cserna, Zoltan de; y Fries, Carl Jr. , 1981. Hoja Taxco 14Q-h(7), con Resumen de la Geología de los Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1: 100, 000, Map With Explanatory Text, 47 p.
- Fries, Carl, 1960. Geología del estado de Morelos y Partes Adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín del Instituto de Geología 60, 236 p.
- Fries, Carl, 1966. Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, Estado de Morelos. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100, 000, Mapa con texto.
- Henry, C. D., y Aranda-Gómez J. 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to Late-Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701-704.
- Hernández-Romano, U.; Aguilera-Franco, N.; Martínez-Medrano, M. y Barceló-Duarte, J., 1997. Guerrero-Morelos Platform Drowning at the Cenomanian-Turonian Boundary,

Huitziltepec Area, Guerrero State, Southern Mexico, *Cretaceous Research*, 18, 661-686.

Hernández-Romano, U. 1999. *Facies Stratigraphy and Diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, Southern México*. Reading, UK, University of Reading. Posgraduate Research Institute for Sedimentology, Ph. D. Thesis, 322 p.

Kerr, Paul F.; 1977. *Optical Mineralogy*. 4ta. Edición E. U. Editorial Mc. Graw Hill.

Mackenzie, W. S.; Donaldson, C. H. and Guilford, C., 1984. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. 2nd Impression, U.S.A. Edited by Longman.

Martiny, B.; Martínez-Serrano, R.; Morán-Zenteno, D.J.; Macías-Romo, C. y Ayuso, R. 2000. *Stratigraphy, Geochemistry and Tectonic Significance of the Oligocene Magmatic Rocks in Western Oaxaca, Southern Mexico*. *Tectonophysics*, 318, 71-98.

McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R., 1991. *Volcanic Textures; A Guide to The Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. U.S.A.

Melgarejo, Joan-Carles, 1997. *Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada*. 1ra. Edición España, Ediciones de la Universidad de Barcelona.

Meza-Figueroa, D. M.; Valencia-Gómez, V.; Ochoa-Landín, L.; Pérez-Segura, E.; y Díaz-Salgado, C., 2003. *Major and trace element geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero State, southern México*. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 205-217.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Printed in Italy, 583 p.

- Morán-Zenteno, Dante J.; Alba-Aldave, Leticia A.; Martínez-Serrano, Raymundo G.; Reyes-Salas, Margarita A.; Corona-Esquivel, Rodolfo y Angeles-García, Sonia, 1998. Stratigraphy, Geochemistry and Tectonic Significance of the Tertiary Volcanic Sequences of the Taxco-Quetzalapa Region, Southern México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología and Sociedad Geológica Mexicana, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15, p. 167-180.
- Morán-Zenteno, D. J.; Tolson, G.; Martínez-Serrano, R. G.; Martiny, B.; Schaaf, P.; Silva-Romo, G.; Macías-Romo, C.; Alva-Aldave, L.; Hernández-Bernal, M. S. y Solis-Pichardo, G. N., 1999. Tertiary Arc-Magmatism of the Sierra Madre del Sur, México and its Transition to the Volcanic Activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Morán-Zenteno, Dante J. et al., 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, V. LIII, p. 27-58.
- Morán-Zenteno, D. J.; Martiny, B.; Alba-Aldave, L. A.; González-Torres, E.; Hernández-Treviño, T.; and Alaniz-Álvarez, S. A., 2003. Tertiary magmatism and tectonic deformation along the Cuernavaca-Acapulco transect, in *Geologic transects across Cordilleran México*, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-6, 2003: Mexico, D. F., Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, *Publicación Especial 1*, Field trip 11, 261-280.
- Morán-Zenteno, Dante J.; Alba-Aldave, Leticia A.; Sole, J. y Iriondo, A., 2004. A Major Resurgent Caldera in Southern México: The Source of the Late Eocene Tilzapotla Ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1980. Rocas Volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana. Libro-Guía de la*

excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. V Convención Geológica Nacional, 34-38.

Reineck, H.-E.; Singh, I. B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Second Edition. Germany.

Salinas-Prieto, J. C., 1994. *Estudio estructural del Suroeste mexicano (Guerrero)*, Tesis Doctoral, Universidad de Orleans, Francia, 228 p.

Salinas-Prieto, J. C.; Monod, O.; y Faure, M., 2000. Ductile Deformations of Opposite Vergence in the Eastern Part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences* 13, 389-402.

Sedlock, R. L.; Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C., 1993- Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of México. *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153.

Siebe, Claus; V. Rodríguez-Lara, P. Schaaf, M. Abrams: Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico-City. In: *J. Volcanol. Geoth. Res.* 130, 2004, p. 197 – 226.

Solé, J. ; Enrique, P., 2001. X-ray fluorescence analysis for determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440: 199-205.

Stanistreet, IG.; y McCarthy TS. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sediment Geol* 85: 115-133

V. Carozzi Albert, 1993. *Sedimentary Petrography*. Prentice Hall, U.S.A.

Velasco-Tapia, Fernando; P. Verma, Surendra, 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, núm. 1, p. 1-36

Williams, Howel; J. Turner, Francis; M. Gilbert, Charles, 1968. Petrografía; Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas. 1ra. Edición, México, Editorial Compañía Editorial Continental.

Williams, Howel; J. Turner, Francis; M. Gilbert, Charles, 1982. Petrography; An introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. 2nd. Edition E. U. by W. H. Freeman and Company.

<http://e-municipios.e-morelos.gob.mx/Amacuzac/Amacuzac2.html>

<http://www.maps-of-mexico.com/morelos-state-mexico/morelos-state-mexico-map-main.shtml>