



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Estratigrafía volcánica y estructuras tectónicas de la porción
norte de la Sierra de Huautla, Estado de Morelos.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERA GEOLOGA

P R E S E N T A

BEATRIZ ADRIANA DIAZ BRAVO

Director: Dr. Dante Jaime Morán Zenteno



SEPTIEMBRE 2005



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.

**Con todo mi cariño a Marcela
Gracias abuela por educarme, quererme y cuidarme**

**A mi Madre Beatriz
no conozco a nadie más valiente que tú....te admiro**

**A Laura Pamela y Diego Antonio
Siempre pienso en ustedes....los quiero**

A Gustavo Sampayo Reyes

**Siempre me voy a sentir intranquila respecto a ti,
nadie olvida el amor cuando lo ha sentido.**

.....más agradecimientos

A Héctor Hernández Aguilar por querer a mi mami, a mis hermanos y a mi sin tener que.

A mi tío Rafael Bravo Martínez por todo su apoyo y cariño.

A Ramón, Carlos, Gonzalo, Elvira y Sergio Bravo Martínez.

Gracias tíos por su cariño y ayuda.

A mis primos Arturo, Juan y Ricardo y a sus hijos Luis Arturo, Mario Alberto y Karla.

A Christian y Juan Carlos por no olvidarme, los quiero.

Agradecimientos

Muy especialmente al Dr. Dante J. Morán Zenteno por toda su paciencia, interés y tiempo dedicado en la realización de mi tesis y en mi formación; ha significado mucho para mi.

Gracias Doctor

A el M. en C. Enrique A. Gonzáles Torres por su interés en la realización de este trabajo, por las ideas aportadas y por las valiosas observaciones al revisar mi tesis.

A la M. en C. Barbara Martiny por su ayuda en el procesamiento de los datos de geoquímica.

A el Químico Rufino Lozano Santa Cruz y al Técnico Santiago Avilés Puntos por todo su apoyo en la realización de la química de elementos mayores.

A la M. en C. Elena Lounejeva Baturina y al Dr. Juan Pablo Bernal Uruchirtu por la realización de la química de elementos traza.

A Diego Aparicio Aparicio por su apoyo en la elaboración de secciones delgadas.

Al Ing. Teodoro Hernández por su orientación en la preparación de mis muestras para geoquímica.

A todos ellos gracias por su valiosa aportación y amistad

A el M.en C. Gilberto Silva Romo, al Ing. Jorge Nieto Obregón y al Ing. Emiliano Campos Madrigal, por sus valiosas observaciones al revisar mi tesis.

Por supuesto a Daniel Bolaños Rodríguez y David Blanco Florido por haberme acompañado a campo y demás apoyo.

A Valerie Pompa Mera por apoyarme en momentos difíciles sin ninguna reserva. Y a Silvestre Ruíz Salinas por escucharme y ayudarme cada vez que puedes.

Gracias por todo su apoyo

Contenido

| | |
|---|------------|
| Índice de Figuras..... | i |
| Agradecimientos..... | ii |
| Resumen..... | iii |
| | |
| I. Introducción..... | 1 |
| I.1 Antecedentes..... | 1 |
| I.2 Planteamiento del problema..... | 4 |
| I.3 Objetivos del trabajo..... | 5 |
| I.4 Metas..... | 5 |
| I.5 Metodología..... | 6 |
| | |
| II. Marco Geológico Regional..... | 8 |
| | |
| III. Estratigrafía y Petrografía..... | 15 |
| III.1.1 Grupo Balsas..... | 15 |
| III.1.2 Toba Chinameca..... | 18 |
| III.1.3 Formación El Tepehuaje..... | 22 |
| III.1.4 Unidad epiclástica..... | 26 |
| III.1.5 Grupo Ixtlilco..... | 27 |
| III.1.5.1 Dacita Agua Fría..... | 27 |
| III.1.5.2 Formación Chumil..... | 28 |
| III.1.5.3 Formación Tepalcingo..... | 29 |
| III.1.5.4 Andesita Chimalacatlán..... | 32 |
| III.1.5.5 Andesita El Limón..... | 34 |
| III.1.6 Toba Piedra Desbarrancada..... | 35 |
| III.1.7 Formación Cuayuca..... | 36 |
| III.1.8 Depósitos Cuaternarios (Flujos de Escombros)..... | 37 |

| | |
|---|-----------|
| III.2 Síntesis sobre los principales rasgos geoquímicos de la secuencia estudiada..... | 44 |
| III.2.1 Análisis de elementos mayores..... | 44 |
| III.2.2 Análisis de elementos traza..... | 47 |
| IV. Estructuras Tectónicas..... | 50 |
| V. Discusión y Conclusiones..... | 54 |
| Conclusiones..... | 58 |
| Anexo 1 Secciones Delgadas..... | 59 |
| Anexo 2 Secciones Delgadas (Síntesis Petrográfica)..... | 62 |
| Anexo 3 Fotografías de Afloramientos..... | 63 |
| Referencias..... | 67 |
|más agradecimientos..... | |

Índice de Figuras

| | |
|---|------|
| Figura 1. Ubicación del área de estudio al Norte del centro volcánico de Huautla..... | p.8 |
| Figura 2. Clasificación Tectonoestratigráfica de México..... | p.9 |
| Figura 3. Mapa Geológico detallado del área de estudio..... | p.39 |
| Figura 4. Columna estratigráfica de la porción oeste y noroeste..... | p.40 |
| Figura 5. Columna estratigráfica de la porción este..... | p.41 |
| Figura 6. Sección estructural del transecto AA'..... | p.42 |
| Figura 7. Sección estructural del transecto BB'..... | p.43 |
| Figura 8. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (LeBast et al., 1986)..... | p.44 |
| Figura 9. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (LeBast et al., 1986)..... | p.45 |
| Figura 10. Diagrama alk vs subalk..... | p.47 |
| Figura 11. Diagrama AFM Irvine and Baragar, (1971)..... | p.47 |
| Grafica 1. Grafica de Tierras Raras..... | p.48 |
| Grafica 2. Grafica de elementos traza..... | p.49 |
| Figura 12. Estereodiagrama. Zona Zacapalco Chinameca. Fallas E-W..... | p.50 |
| Figura 12.1 Estereodiagrama. Falla E-W. San José de Pala..... | p.51 |
| Figura 13. Estereodiagrama. Diques..... | p.51 |
| Figura 14. Estereodiagrama. Zona El Tepehuaje-Los Sauces. Fallas NW laterales..... | p.52 |
| Figura 15. Estereodiagrama. Zona El Tepehuaje-Los Sauces. Fallas NW normales..... | p.52 |
| Figura 16. Estereodiagrama. Zona El Limón. Fallas E-W..... | p.53 |

Resumen

La Sierra de Huautla es el mayor centro volcánico cenozoico de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur. La estratigrafía y los rasgos tectónicos asociados de este centro volcánico resultan claves para entender la evolución magmática de esta región.

La porción norte de la Sierra de Huautla está compuesta por rocas Cenozoicas que se integran básicamente en dos secuencias principales. La primera corresponde a una sucesión sedimentaria continental de capas fluviales y lacustres que forman parte de lo que tradicionalmente se conoce en la región como Grupo Balsas. La segunda secuencia, que sobreyace a la anterior, está formada por secuencias de rocas volcánicas paleógenas que conforman la Sierra de Huautla.

Las rocas de la secuencia volcánica presentan variaciones litológicas así como en su carácter lávico o piroclástico; los diferentes tipos de litología que se reconocieron en estas unidades incluyen rocas lávicas andesíticas y dacíticas, flujos piroclásticos, depósitos de caída, flujos de bloques y ceniza y flujos de escombros. La base de la secuencia está formada por al menos tres unidades ignimbríticas que contienen biotita. No existen indicios de una fuente cercana para estas ignimbritas. Una ignimbrita similar ubicada en el borde sureste de la Sierra de Huautla arrojó una edad de K-Ar en biotita de 31.8 ± 0.4 . A estas ignimbritas sobreyacen unidades de derrames dacíticos, e ignimbritas con hornblenda que se encuentran asociadas a una estructura anular que parece corresponder a una caldera de colapso. La secuencia es coronada por una serie de derrames andesíticos que fueron emplazados a lo largo de diques orientados principalmente al norte. El comportamiento de los elementos traza en diagramas multielementales y de Tierras Raras sugiere que estas rocas se relacionan a magmatismo de arco modificado principalmente por cristalización fraccionada.

Las estructuras tectónicas principales se agrupan esencialmente en tres sistemas de fallas, uno con orientación E–W, otro con orientación N–S y un último de orientación NW. Las fallas E–W, se caracterizan por tener un desplazamiento lateral derecho. Los indicadores cinemáticos de las fallas N–S no muestran un patrón claro, mientras que las fallas con orientación NW, son fallas normales principalmente aunque localmente algunas muestran indicadores de desplazamiento lateral izquierdo. Las fallas N–S y NW, afectan a las unidades más antiguas de la secuencia volcánica, mientras que las fallas E–W afectan incluso a las unidades más jóvenes.

La distribución y las características de las unidades volcánicas estudiadas revelan que la parte norte de la Sierra de Huautla evolucionó de un magmatismo silíceo asociado a conductos centrales (caldera El Tepehuaje) a volcanismo fisural andesítico. Las unidades volcánicas del área son más jóvenes que las propias del sector Taxco-Tilzapotla y las estructuras tectónicas relacionadas con el volcanismo son también diferentes. Estas observaciones confirman que las condiciones tectónicas de la Sierra Madre del Sur tuvieron un cambio significativo al inicio del Oligoceno al pasar de una tectónica de fallas laterales izquierdas con orientación al NW a fallas normales con la misma orientación y posteriormente a una tectónica de fallas laterales derechas con orientación E-W.

Capítulo I Introducción

I.1 Antecedentes

Las rocas volcánicas cenozoicas de la parte norte de la Sierra de Huautla, han sido descritas de manera generalizada por Fries (1960, 1966) en su trabajo de reconocimiento geológico del estado de Morelos y su cartografía regional escala 1: 100,000 hoja Cuernavaca clave 14Q-h(8) del Instituto de Geología. Esta última es la referencia clásica del área de estudio y desde su publicación no se han llevado a cabo estudios más detallados sobre la estratigrafía y estructuras volcánicas de esta zona.

En el área de estudio Fries (1966) reconoce para el Cenozoico las unidades litoestratigráficas Grupos Balsas y Formación Tlaica, las cuales atribuye, sin fechamientos isotópicos, al Oligoceno. Asimismo, Fries define en el área la Formación Ixtlilco, la cual atribuye al Oligoceno y principios del Mioceno, a la Formación Cuayuca y la Formación Tlayecac, a la que considera del Plioceno. Este autor realiza para cada una de estas formaciones breves descripciones litológicas, señalando para algunos casos su localidad tipo. Para ninguna de las formaciones descritas se obtuvieron fechamientos isotópicos.

Otros trabajos realizados que cubren el área del presente estudio son las cartas geológicas regionales escala 1: 250 000 clave E14-5 y la carta Huehuetlán escala 1: 50 000 con clave E14B71 del INEGI, las cuales, definen unidades cronoestratigráficas y muestran atributos litológicos, mientras que en la carta Geológico Minera Cuernavaca E 14-5 del Consejo de Recursos Minerales se cuenta con unidades litoestratigráficas; todas estas cartas, incluyen rasgos estructurales.

Regionalmente y fuera del área de estudio, se han realizado otros estudios en los que se ha descrito la secuencia volcánica del paleógeno. Destacan sobre todo, los

estudios realizados en la Región de Taxco (De Cserna y Fries, 1981; Morán Zenteno et al., 1998; Alaniz et al., 2002), en la Sierra de Tilzapotla-Buenavista (Morán Zenteno et al., 2004) y en la zona del anticlinorio de Zacango (Fitz-Díaz, 2001), al sureste de la Sierra de Huautla.

De Cserna y Fries (1981), realizaron la Geología de la Hoja Taxco clave 14Q-h(7) escala 1: 100, 000 del Instituto de Geología, abarcando partes de los Estados de Guerrero, México y Morelos. En este trabajo los autores caracterizan la Formación Balsas y la Riolita Tilzapotla, así mismo, asocian rocas volcánicas a diferentes centros volcánicos como son el de Buenavista, Zempoala, y Zinacantépetl. También, realizaron la cartografía de 21 cuerpos terciarios de rocas intrusivas. Este trabajo contiene las litologías, algunas estructuras y secciones geológicas.

Morán Zenteno et al., (1998) desarrollan un trabajo de la estratigrafía, geoquímica y tectónica de las rocas volcánicas de la región de Taxco-Quetzalapa en los estados de Guerrero y Morelos, determinando tres principales centros volcánicos: Taxco, Tilzapotla-Buenavista y Huautla, todas al sur del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).

Fitz (2001), en su trabajo de tesis de licenciatura realizado en el norte del Estado de Guerrero acerca de la evolución estructural del Sinclinorio de Zacango, define algunos aspectos litológicos, estratigráficos y estructurales de la Formación Balsas y de la secuencia volcánica terciaria en esta región.

Otros estudios llevados en una área más distante pero con información significativa respecto al volcanismo terciario son los realizados por Martiny et al., (2000; 2002). En estos estudios, se describen los principales rasgos estratigráficos, así como datos geoquímicos y geocronológicos, de la secuencia volcánica del Paleógeno del occidente de Oaxaca, asimismo se describen las principales estructuras tectónicas asociadas el magmatismo.

Un área de referencia importante para el presente estudio es la Sierra de Tilzapotla Buenavista, no solo por su cercanía con la Sierra de Huautla, sino

porque parece compartir, al menos parcialmente, rasgos del volcanismo silíceo con desarrollo de voluminosas ignimbritas y estructuras caldéricas. Morán Zenteno et al. (2004) reportan para la Sierra de Tilzapotla-Buenavista el hallazgo de la mayor estructura de colapso volcánico terciario al Sur del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Estos autores interpretan la evolución de este centro volcánico en términos de una caldera de colapso que experimento un evento de resurgimiento.

Otros trabajos de investigación enfocados al registro cenozoico de la región incluyen el de Monter-Ramírez (2004) quien realizó un estudio de la estratigrafía del Grupo Balsas en un área clásica ubicada el occidente del área de estudio y al noroeste de la Caldera de Tilzapotla y en el que identificó relaciones importantes con las secuencias volcánicas del Terciario.

Igualmente, Ramírez-Pérez (2005), realizó un estudio sobre las relaciones estratigráficas y estructurales de las unidades del Cretácico–Terciario en la región Jolalpan–Huehuetlán, Estado de Puebla, al Sureste del área de estudio. En este estudio se describen las unidades volcánicas y sedimentarias del cenozoico del sureste de la Sierra de Huautla. Por otra parte, Ocotlán Castillejos (2004), en esta misma zona, realiza la geología del área y estudios de los yacimientos de yesos adjuntos.

Con relación a la actividad volcánica del sur del Cinturón Volcánico Transmexicano, cuyos productos alcanzan el área del presente estudio, destacan los estudios de Siebe y Macías (2003), quienes han realizado una serie de trabajos sobre los distintos depósitos volcánicos Cuaternarios del Volcán Popocatepetl, estos autores han caracterizado los diferentes depósitos de avalanchas de escombros y flujos de escombros a lo largo de la evolución de este volcán, determinando sus litologías y áreas cubiertas tanto en espesor como en extensión.

I.2 Planteamiento del problema

La Sierra de Huautla representa el centro volcánico mayor de la Sierra Madre del Sur, sin embargo, no se han hecho estudios detallados de la secuencia volcánica expuesta y se desconoce si este centro volcánico se relaciona con la evolución de una caldera parecida a la Caldera Tilzapotla. En tal caso se tendría que establecer la relación en tiempo con esta; por lo que es necesario realizar estudios sobre el marco tectónico en el que evolucionó, así como de su estratigrafía, petrografía, geoquímica, datos estructurales y geocronológicos de manera detallada que permitan determinar su origen.

Otro detalle sobresaliente del centro volcánico de Huautla es que forma el extremo oriental de una cadena de centros volcánicos silícicos que se encuentran burdamente alineados en dirección WNW-ESE y que parecen ser la continuación hacia el sur del volcanismo silícico voluminoso de la Sierra Madre Occidental. Este centro también se encuentra en una zona de transición en donde el volcanismo cambia gradualmente a una composición predominantemente intermedia hacia el oriente (Martiny et al., 2000) y a la transición de basamentos de diferente edad y naturaleza. El estudio de este centro puede contribuir a la comprensión del origen de estas variaciones composicionales y a las estructuras tectónicas asociadas.

Por su posición, inmediatamente al sur del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), el estudio de la estratigrafía y la cronología del volcanismo en la Sierra de Huautla puede contribuir a la reconstrucción de los patrones de migración y extinción del magmatismo previo al desarrollo del CVM.

El presente trabajo se realizó 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 de los programas PAPIIT en el Instituto de Geología de la UNAM.

I.3 Objetivos del trabajo

- Definir el tipo de estructura volcánica que dio origen a la secuencia volcánica terciaria de la Sierra de Huautla y su relación con los rasgos tectónicos de la región.
- Describir la secuencia volcánica expuesta elaborando una estratigrafía detallada, incluyendo los rasgos petrográficos característicos para cada unidad.
- Definir si toda la secuencia forma parte de una evolución continua o se encuentran sobrepuestos diferentes centros volcánicos.
- Realizar interpretaciones sobre la petrogénesis de las principales unidades volcánicas por medio del análisis geoquímico de elementos mayores y trazas.
- Determinar la edad de las unidades volcánicas en las que sea posible hacerlo por medio de fechamientos de K – Ar en concentrados minerales.
- Ubicar el modelo de evolución volcánico en el contexto tectónico y geocronológico de la región y de los eventos mayores tectónicos del Sur de México.

I.4 Metas

- Elaborar una mapa geológico a semidetalle de la región norte de la Sierra de Huautla escala 1: 50 000.
- Definir la columna estratigráfica de la secuencia volcánica terciaria en el área.

- Caracterizar petrográfica y geoquímicamente las principales unidades reconocidas en el área.
- Construir secciones geológicas que indiquen las relaciones estructurales y estratigráficas de las unidades del norte de la Sierra de Huautla.
- Ubicar geocronológicamente las principales unidades volcánicas expuestas con fechamientos de K–Ar.
- Recabar datos sobre la geometría y la cinemática de las estructuras tectónicas cenozoicas de la Sierra de Huautla.

I.5 Metodología

Para el desarrollo de este trabajo, se realizaron trabajos de campo y de gabinete, además de análisis y estudios de laboratorio.

En la primera etapa se llevó a cabo la fotointerpretación geológica del área de estudio en fotografías aéreas escala 1: 25 000; la interpretación consistió en un análisis previo de los diferentes rasgos litológicos, estableciendo una primera hipótesis de las relaciones espaciales entre estos, además se marcaron lineamientos estructurales importantes, reconociendo algunas de las estructuras principales.

Como parte del trabajo de campo, se realizaron cuatro salidas al área de estudio por un total de 15 días, con el objetivo de obtener toda la información necesaria para el levantamiento geológico de la secuencia volcánica y de las estructuras y lineamientos principales.

En el trabajo de campo se realizaron descripciones detalladas de los principales afloramientos, se verificaron sus contactos y sus relaciones estratigráficas. Del

mismo modo, para cada unidad de la secuencia volcánica, se tomaron muestras para realizar posteriormente los trabajos petrográficos, geoquímicos y de fechamiento necesarios.

Cada punto verificado en el área de estudio fue ubicado en la base topográfica escala 1: 50 000 carta Tepalcingo de Hidalgo clave E14B61 del INEGI referido al elipsoide GRS80, para la ubicación de estos puntos, se utilizó el sistema GPS (Global Positionament System), utilizando coordenadas UTM y Geográficas, simultáneamente con los DATUMs WGS 84 y NAD 27 con el fin de georeferenciarlos satelitalmente.

Con respecto a los datos estructurales se hicieron mediciones de los principales lineamientos y estructuras, tomando para cada una de ellas su rumbo y echado con brújula tipo Brunton, así como su longitud y ancho, pudiendo determinar su importancia; además resultó de suma importancia marcar los datos estructurales en la base topográfica con el fin de determinar la estructura principal.

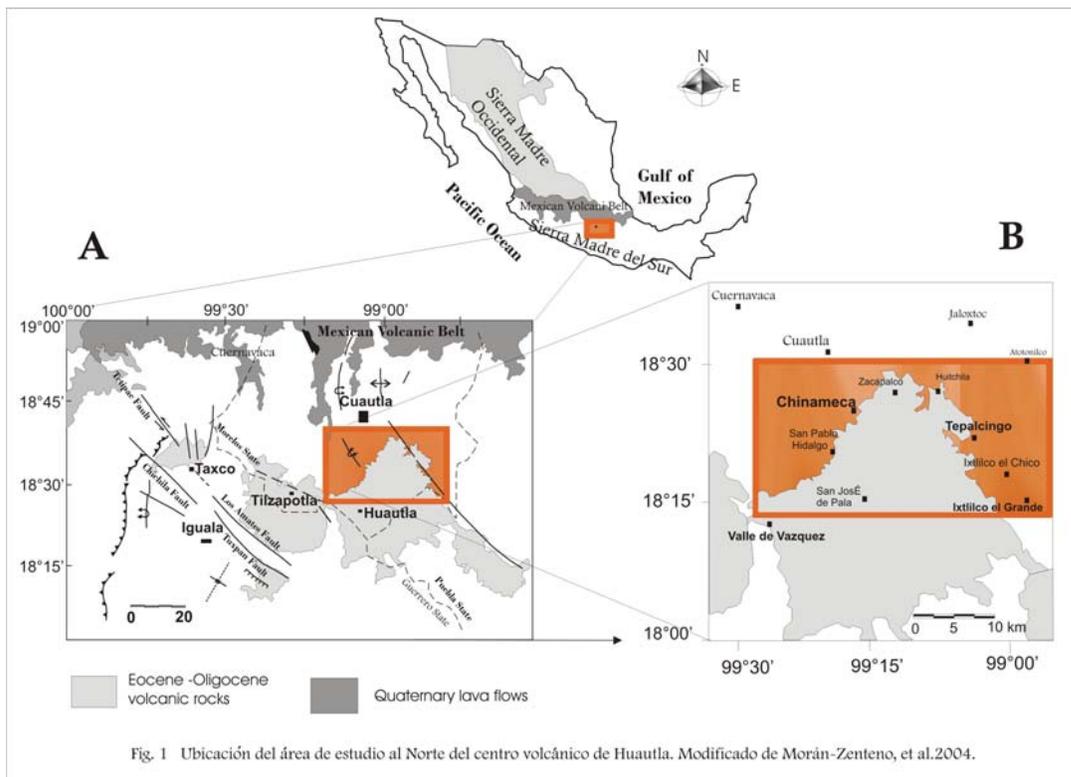
En el trabajo de gabinete se procesaron los datos tomados en campo y se realizó la integración de estos con las hipótesis obtenidas de la fotointerpretación, de tal manera se configuró el mapa geológico vaciando la información de las diferentes litologías, así como de los datos estructurales. Posteriormente se realizaron las columnas estratigráficas de la secuencia volcánica y las secciones geológicas.

Como parte de la caracterización petrográfica, se analizaron 34 muestras representativas de las unidades volcánicas.

Para la composición química de elementos mayores de las muestras, se realizaron 27 análisis de fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología. La química analítica de elementos traza se realizó en el laboratorio de química ultra pura del Instituto de Geología por procesamiento químico y análisis instrumental por Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS).

Capítulo II Marco Geológico Regional

El área de estudio se localiza en la parte norte-central de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) y comprende la parte norte de la Sierra de Huautla en el Estado de Morelos al SE de Cuautla.



Las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur, se extienden desde el estado de Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec, estas limitan al norte con el Cinturón Volcánico Mexicano y al sur con el borde continental limitado por la trinchera de Acapulco.

La Sierra Madre del Sur cubre basamentos de distinta naturaleza. Según la división de terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983) se tienen los

terrenos: Guerrero, Mixteco, Oaxaca y Xolapa. Por otro lado, según la división de Sedlock et al. (1993), la Sierra Madre del Sur esta edificada sobre los terrenos Náhuatl, Mixteco, Zapoteco y Chatino.

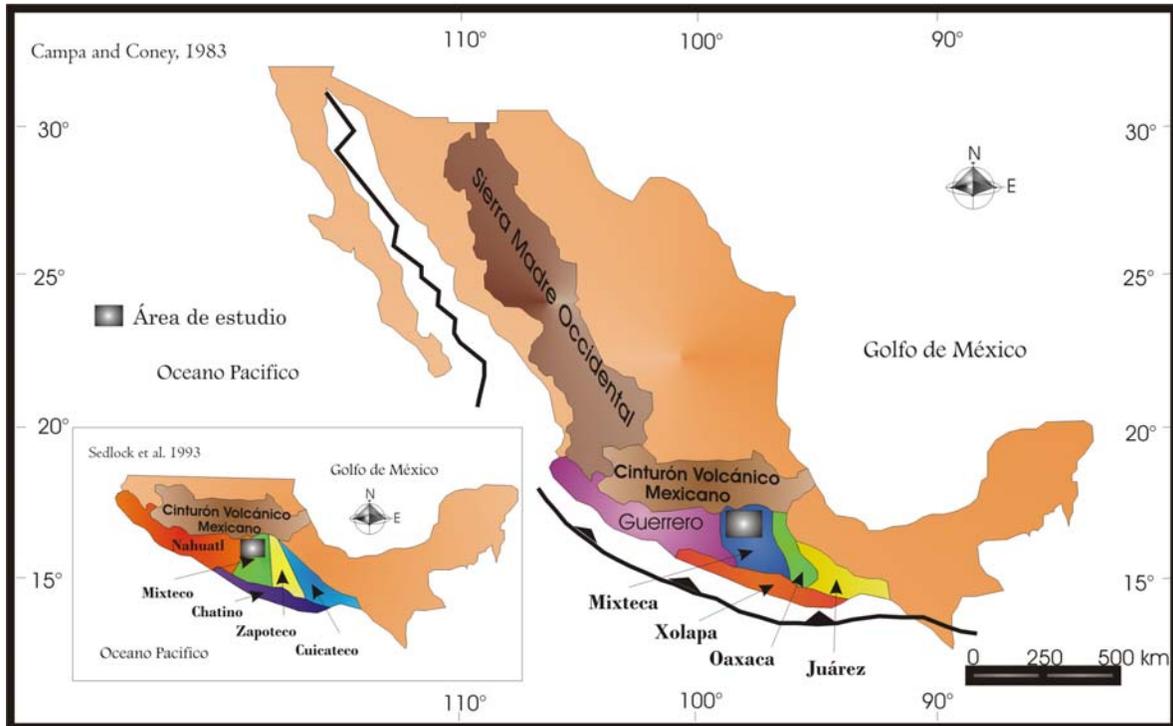


Fig. 2 Clasificación Tectonoestratigráfica de México

Siguiendo la clasificación tectonoestratigráfica de Campa y Coney (1983), el área de estudio se encuentra en el terreno Mixteco, mientras que en la subdivisión de Sedlock et al., (1993) se encuentra en los terrenos Náhuatl y Mixteco.

En la Sierra Madre del Sur se tienen definidos dos cinturones paralelos de rocas magmáticas cenozoicas orientados al WNW. Uno de ellos, pertenece a una cadena de plutones casi continua que se distribuye a lo largo de la margen continental (compuesta por intrusivos) Morán Zenteno et al., (1999); el otro, se encuentra formado por una serie de centros volcánicos que contienen en sus secuencias volcánicas derrames andesíticos y riolíticos, así como depósitos de flujos piroclásticos. La Sierra de Huautla forma parte de este último cinturón.

La actividad magmática de la Sierra Madre del Sur se desarrolló bajo un escenario complejo, debido a la interacción entre las placas de Norteamérica, el Caribe y Farallón. Esta interacción originó las rocas magmáticas terciarias de la porción NW de la Sierra Madre del Sur desde las costas de Colima y Michoacán, posteriormente, se inició su migración hacia el oriente de Guerrero y Morelos.

El magmatismo de la Sierra Madre del Sur (SMS) ha sido referido a un arco volcánico que ha cambiado de orientación en función del tiempo Ferrari et al., (1999, 2002), originando una migración del magmatismo desde el Cretácico Tardío y Paleoceno con tendencia N–NW en Colima y Jalisco, para posteriormente moverse con una alineación E–W hasta el Mioceno medio en la parte central y suroriental de Oaxaca.

Se ha interpretado que el vulcanismo terciario de la SMS representa una extensión meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO) Ferrari et al., (1999, 2002), sin embargo, aunque existen algunas afinidades geocronológicas y composicionales, se presentan diferencias significativas en el ambiente tectónico en el que ambas provincias evolucionaron. La SMS se caracteriza por un notorio fallamiento lateral (Alaniz et al., 2002; Morán Zenteno et al, 2004) que convivió con el magmatismo cenozoico, mientras que la SMO ha sido afectada por esfuerzos tectónicos extensionales contemporáneos con la actividad volcánica silícica, lo que dio origen a la provincia conocida como *Mexican Basin and Range Province*. Las diferencias entre la SMS y la SMO han llevado a que en los últimos años diversos investigadores realicen estudios que ayuden a respaldar o modificar esta interpretación.

Las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur fueron originadas de la evolución de un arco asociado a un límite convergente de placas en el marco de truncamiento continental y de cambios en la geometría de subducción de las placas. Estas rocas se caracterizan por tener una composición, en términos de contenido de SiO₂ y contenido de álcalis, que las ubica dentro de la serie calci –

alcalina, típica de arcos magmáticos asociados a límites convergentes de placas Morán Zenteno et al., (1999).

El magmatismo de la Sierra Madre del Sur precede al desarrollo del volcanismo del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Ferrari et al., 1999, 2002; Morán Zenteno et al., 1999), el cual se caracteriza por presentar una orientación general E–W, además, las rocas volcánicas del CVM tienen una composición intermedia a básica de tipo calcialcalino con edades desde el Mioceno Medio (15 Ma.) hasta el Reciente, Ferrari et al.,(1999). Este cambio de magmatismo de la SMS al CVM se registra en el Mioceno, y refleja la evolución tectónica del suroeste de México durante la reconfiguración de las placas tectónicas Morán Zenteno et al., (1999).

Recientemente, diversos investigadores han tratado de explicar el periodo de transición del magmatismo de la SMO, SMS y el CVM, por medio de datos geocronológicos que determinen los patrones de migración del magmatismo, así como los rasgos de deformación tectónica terciaria asociada a este magmatismo (Ferrari et al., 1999, 2002; Morán Zenteno et al., 1999, 2000; Cerca et al., 2004). La extinción del magmatismo de la Sierra Madre del Sur se inicia desde el Eoceno Tardío y ha sido relacionada con el desplazamiento lateral izquierdo del bloque de Chortis con respecto a la Placa Norteamericana. Las zonas de cizalla paralelas a la costa y con componentes laterales izquierdas que se distribuyen en la región costera de Guerrero y Oaxaca se han relacionado a este desplazamiento.

Dentro de los centros volcánicos importantes que conforman la SMS y que han sido objeto de diversos estudios, se encuentran los centros de: Taxco, Sierra Tilzapotla y Buenavista–Quetzalapa; estos tres centros son los más cercanos al área de estudio.

Taxco

La secuencia volcánica del Paleógeno en Taxco, ha sido descrita por De Cserna y Fries (1981), definiendo dentro de la estratigrafía derrames piroclásticos de la Riolita Tilzapotla, secuencias de Tobas, Brechas y Lahares, Andesitas Basálticas y a la Andesita Buenavista.

Sin embargo, Alaniz et al., (2002) reconocen las formaciones: Formación Acamixtla, que consta de ignimbritas, brechas ignimbríticas y vitrófidos intercalados, con edades de 35 a 38 Ma., la Formación Tenería que contiene lavas riolíticas, ignimbritas moderadamente piroconsolidadas y vitrófidos intercalados (Tobas, Brechas y Lahares; De Cserna y Fries, 1981), la Formación Huizteco esta representada por ignimbritas medianamente consolidadas y vitrófidos en la cima (Andesita Basáltica; De Cserna y Fries, 1981), a estas dos formaciones se les asigna una edad de 31 y 32 Ma. La estratigrafía definida por Alaniz et al., (2002) marca un cambio considerable en la Geología de la región.

Así mismo, para el Campo volcánico de Taxco Alaniz et al., (2002) señalan dos fases sucesivas de fallamiento lateral para el Cenozoico, una de ellas en una cuenca sedimentaria con extensión N–NW durante el Eoceno–Tardío y fallas de orientación NW–SE de naturaleza lateral izquierda; la segunda fase se originó en el Eoceno Temprano, esta representada por una zona de fallas con distribución contemporánea a domos riolíticos con extensión NE con posible desplazamiento derecho asociado al desplazamiento izquierdo de las fallas laterales de orientación N–S. Morán Zenteno et al., (1999) han asociado este sistema al gran lineamiento tectónico de San Miguel de Allende–Taxco y señala la presencia de fallas laterales izquierdas cortando secuencias de ignimbritas del Eoceno–Oligoceno en esta región.

Fallas importantes de escala en kilómetros lo son: la Falla Acamixtla con orientación N 10° E, Falla Coapango con orientación N 13° W, Falla San Gregorio con orientación al N–NW, la Falla Taxco con orientación N 10° W, Falla Tetipac con orientación N 45° W, Falla El Muerto con orientación N 65° W y la Falla

Chichila orientada al NW. Otras fallas menores presentan orientación ENE y algunas otras N–NW.

Sierra Tilzapotla

En esta área la secuencia volcánica esta constituida por: la ignimbrita Tilzapotla que consta de ignimbritas silíceas con biotita eudral, se le ha asignado una edad de entre 34 y 35 Ma., sobre esta unidad se tiene la ignimbrita Rodarte, esta, es una ignimbrita vitroclástica con fragmentos de pumicita y fenocristales de biotita; la Formación Las Mesas contiene conglomerados estratificados y derrames lávicos; la Formación Gallego consta de ignimbritas reomórficas, vitrófidos y derrames dacíticos; la Formación El Salto contiene derrames de lava dacíticos y andesíticos con edades de entre 34 y 32 Ma., además, rocas hipabisales (diques andesítico – riolíticos) y el intrusivo graniodiorítico Coxcatlán.

Esta secuencia volcánica según Morán Zenteno et al., (2004) fue originada por una caldera resurgente de forma semi-elíptica con dimensiones de 33 x 24 Km., esta caldera se encuentra al occidente de la Sierra de Huautla, área de estudio.

Para la región de Tilzapotla, Morán Zenteno et al., (2004), reportan una estructura de colapso con orientación NW, cuyos bordes están limitados por lineamientos tectónicos NE y SW pertenecientes a fallas del Terciario de naturaleza lateral izquierda activas en el Eoceno–Tardío. Cerca–Martínez (2004), indica que estas fallas habían ya estado activas desde deformación laramídica, pues en el registro Maastrichtiano y el Eoceno–Tardío se encuentra limitado por pliegues y cabalgaduras formadas durante la Orogenia Laramide, además señala la presencia de fallas laterales en el Eoceno ligadas a un desplazamiento lateral izquierdo de orientación E–W y NW–SE en el Terciario inferior.

En la carta Geológico Minera Cuernavaca E 14-5 del Consejo de Recursos Minerales, se indican lineamientos NE–SW reconocidos a partir de interpretación

de imágenes de Satélite y fotografías aéreas. Estos lineamientos podrían ser compatibles con los lineamientos de orientación NW formando quizá un sistema de fallas conjugadas.

Martiny et al., (2002) definen tres fases de fallamiento relacionadas al volcanismo del Terciario Eoceno–Oligoceno al oeste de Oaxaca. La primera es un alineamiento tectónico de orientación N–S con una etapa extensiva y durante la deformación laramídica una compresiva, esta etapa esta representada en el área de Tonalá. La segunda etapa se caracteriza por fallas de orientación W–NW con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo asociadas al movimiento lateral del bloque de Chortis; una de las fallas más representativas de esta etapa es la Falla Río Salado. La tercera etapa, contiene fallas conjugadas con orientación NE reactivadas posteriormente como fallas laterales izquierdas. Durante el Terciario además, fue reactivado un sistema con orientación NW así como otro con orientación N–S de fallas laterales izquierdas. La tercer fase se aprecia el área Tamazulapan–Tepelmeme en el límite de los terrenos Mixteco y Oaxaca.

Otros ejemplos al suroeste de México de desplazamiento lateral izquierdo se encuentran representados por zonas de cizalla con milonitización debido a una deformación cristal–plástica en la zona de Tierra Colorada, Guerrero con edad del Oligoceno temprano donde se tiene una zona de cizalla oblicua con movimiento lateral normal–izquierdo. En la zona de Huatulco, Oaxaca Tolson (1998), se tiene la zona de cizalla Chacalapa del Oligoceno–Tardío y Mioceno temprano, esta, es una zona de cizalla sub–vertical anastomasada, todas estas zonas de cizalla a lo largo de la Costa del Pacífico, han sido asociadas al movimiento del bloque de Chortis del Neógeno Morán Zenteno et al., (1999).

Otros centros volcánicos más alejados al poniente son; Nanchititla (Michoacán), La Goleta, Sultepec, Temascaltepec (Estado de México) y Huitzucu (Guerrero). Hacia el oriente, Oaxaca, se tienen: Huajuapan–Tamazulapan–Yanhuitlan, Tlaxiaco, Tlacotula–Mitla y Nejapa Morán Zenteno et al., (1999).

Capítulo III Estratigrafía

Las rocas Cenozoicas que afloran en el área de estudio se agrupan básicamente en dos secuencias principales. La primera corresponde a una sucesión sedimentaria continental de capas fluviales y lacustres que forman parte de lo que tradicionalmente se conoce en la región como Grupo Balsas. La segunda secuencia, que sobreyace a la anterior, está formada por rocas volcánicas que conforman la Sierra de Huautla. Las rocas de esta secuencia presentan variaciones en su composición dominante y en su carácter lávico o piroclástico, por lo que se pueden establecer diferentes unidades litoestratigráficas. Los diferentes tipos de litología que se reconocieron en estas unidades incluyen rocas lávicas andesíticas y dacíticas, depósitos de flujos piroclásticos, depósitos de caída, flujos de bloques y ceniza y flujos de escombros.

Por otra parte, el área de estudio contiene acumulaciones de edad Cuaternaria caracterizadas por depósitos de flujos de escombros y depósitos de ceniza del Volcán Popocatepetl.

III.1.1 Grupo Balsas

El Grupo Balsas fue descrito originalmente por Fries (1960), como una sucesión de capas rojas de conglomerado calcáreo, areniscas y limolitas, que en ocasiones incluye evaporitas con calizas lacustres, tobas y corrientes lávicas distribuidas dentro de la cuenca Balsas – Mezcala. Este autor le asignó a esta sucesión con base en sus relaciones estratigráficas generales, una edad tentativa entre el Eoceno tardío y el Oligoceno medio.

En el área de estudio, esta secuencia presenta dos unidades que en orden estratigráfico ascendente son: una unidad de lodolitas y limolitas que hacia la parte superior gradúan a capas de arenisca, y otra unidad de conglomerados gruesos formados por clásticos de caliza.

Litología y espesor

La parte inferior de la secuencia esta representada por capas de lodolitas y limolitas de color rojo en estratos delgados y laminares, con intercalaciones de material volcánico constituido por ceniza pumicítica color beige y verde de hasta 3 metros de espesor. La secuencia presenta hacia su base un color beige y hacia la parte superior color rojo. Presentan vetillas de yeso que no tienen una orientación preferencial con espesores de entre 3 y 10 centímetros. En el área se aprecian aproximadamente 120 metros de esta secuencia continental fina.

Hacia la parte superior de la secuencia se presenta una graduación transicional a una arenisca con mayor consolidación con un espesor de 8 metros, que a su vez gradúa en un corto intervalo a la unidad superior formada por un conglomerado de calizas de 6 metros. El conglomerado varía de un soportado por clastos, a un soporte por matriz, los fragmentos de caliza son subredondeados y subangulosos. Contiene fragmentos del tamaño de la arena a fragmentos de 50 cm, en general presenta mala selección y generalmente es un depósito masivo sin estratificación aparente.

Relaciones estratigráficas

El contacto inferior del Grupo Balsas no es visible en el área de estudio, sin embargo en la cuenca Balsas – Mezcala su contacto inferior es siempre discordante sobre las formaciones cretácicas (Fries, 1960; Monter-Ramírez, 2004). Presenta contactos superiores con dos de las unidades que conforman la secuencia volcánica del área; se encuentra así, subyaciendo discordantemente a

la Toba Chinameca y en contacto por falla normal con La Formación El Tepehuaje, este contacto se aprecia al este del poblado San Pablo Hidalgo.

Distribución

Los afloramientos del Grupo Balsas en el área de estudio se encuentran distribuidos en las estribaciones de la margen occidental de la Sierra de Huautla, en una franja que se extiende desde la desviación del poblado San José de Pala, pasando por el poblado San Pablo Hidalgo hasta poco antes de Chinameca; los afloramientos principales se observan a lo largo de la carretera que une estos poblados.

Edad

Fries (1960) consideró para este grupo de rocas una edad correspondiente al Eoceno - Tardío y el Oligoceno - Medio, aunque esta estimación fue solo sustentada en relaciones estratigráficas generales y no en fechamientos isotópicos o contenido fósil. De Cserna (1980), basado también en relaciones estratigráficas generales, asignó una edad Paleoceno - Oligoceno para la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. En la región central de la zona de la Plataforma Guerrero Morelos, Cerca (2004) asigna al inicio del depósito de esta unidad una edad Cretácico Tardío con base en su intercalación con rocas volcánicas con edades superiores a los 65 Ma. De acuerdo a los fechamientos obtenidos recientemente por Morán Zenteno et al. (2004) para la ignimbrita Tilzapotla (35-34 Ma) en la región de Tilzapotla - Buenavista - Huitzuc, Estado de Guerrero, se puede decir que la parte superior del Grupo Balsas en esta zona tiene edad anterior al Eoceno más tardío. En el área contigua de Amacuzac, Morelos, Monter-Ramírez (2004) reporta la presencia de una ignimbrita de 38.5 Ma entre las dos unidades que forman el Grupo Balsas en esta área.

Dado que en el área de estudio el Grupo Balsas subyace a la Toba Chinameca y que ignimbritas similares en el flanco oriental de la misma Sierra de Huautla arrojaron edades de 31.5 Ma, se puede considerar provisionalmente que el límite superior de este grupo es anterior al Oligoceno más temprano.

III.1.2 Toba Chinameca

La Toba Chinameca está formada por una secuencia de ignimbritas que representan la base de la secuencia volcánica terciaria de la Sierra de Huautla. Esta misma unidad fue originalmente nombrada por Fries (1960) como la Formación Tlaica al tomar como referencia la localidad de Tlaica que se encuentra ubicada a 20 Km al norte de la Sierra de Huautla. Sin embargo, la toba de la localidad de Tlaica, no solo se encuentra apartada de la que aflora extensamente en el flanco occidental de la Sierra de Huautla, en donde este autor aplicó la misma denominación, sino que difiere de esta en muchos detalles. Por esta razón, en el presente trabajo se considera provisionalmente a la secuencia de ignimbritas del flanco occidental de la Sierra de Huautla como una formación distinta y se asigna el nombre informal de Toba Chinameca.

Litología y espesor

La Toba Chinameca está conformada por tres unidades de ignimbrita que representan tres eventos diferentes de flujos piroclásticos; la unidad inferior, corresponde a una ignimbrita vitro-cristalina de color rosa y las otras dos son ignimbritas pumicíticas, una de color blanco y la otra de color verde.

La ignimbrita inferior es de aspecto masivo y presenta colores que varían de blanco a rosa, siendo este último color el más característico y que es consecuencia de la oxidación variable de la biotita. Hacia su base es una ignimbrita vitro-cristalina con textura piroclástica, con fenocristales de cuarzo,

feldespatos y biotita euedral; es una roca consolidada con grandes fragmentos de pómez de 1 hasta 10 cm, con una orientación y con un ligero grado de aplastamiento. Los fragmentos de pómez contienen fenocristales de cuarzo, feldespatos y biotita, es posible notar una disminución de pómez hacia su parte media tanto en el tamaño (pómez de entre 1 y 2 cm), como en su abundancia. La unidad presenta en algunas zonas colores rosas muy intensos casi rojizos debido a una mayor concentración de biotita. En su parte superior esta ignimbrita presenta un aumento en la abundancia de biotita y una disminución en los fragmentos de pómez. Hacia la cima, la ignimbrita es de grano fino con aspecto terroso con una mayor abundancia en cristales de biotita lo que le propicia un color rosa intenso, tiene también como característica la ausencia de pómez visible en muestra de mano.

Microscópicamente tiene fenocristales rotos de plagioclasa y cuarzo y biotita euedral, así como fragmentos ricos en pómez desvitrificada. La matriz varía de micro a criptocristalina y esta formada por plagioclasa y cuarzo que aparentemente resultó de la desvitrificación del vidrio original. En un segmento de la ignimbrita que aflora en la cantera de Chinameca se preservó la mayor parte del vidrio de la matriz. La unidad presenta diferencias texturales y mineralógicas de la base a la cima de esta, por lo que su base se caracteriza por presentar tamaños mayores en los fenocristales que en el resto de la unidad, así como la presencia de fenocristales de cuarzo con crecimientos secundarios, probablemente provenientes de la cámara magmática. La parte media de esta ignimbrita presenta biotitas con ligera deformación y alineamiento; en esta parte es posible la identificación de pómez con una ligera compactación. Por último hacia la parte superior, es evidente la presencia de biotita, con una alineación y deformación notable y una ligera oxidación, también existen fragmentos de pómez alargados por compactación por lo que podrían definirse como pseudofiammes.

(secciones: Chi - 6 - 05, Chi - 6, Chi6 - bi)

La segunda unidad de flujo tienen en el suroeste de área de estudio un espesor de solo tres metros pero este se incrementa hacia el sur (Chávez-González, 2005). Hacia el norte esta unidad desaparece. Está constituida principalmente por fragmentos de pómez de algunos centímetros inmersos en una matriz fina pumicítica. Tanto en los fragmentos como en la matriz se observan fenocristales de cuarzo y biotita.

La tercera unidad de flujo consiste en una ignimbrita pumicítica color verde de aspecto masivo que contiene fragmentos de líticos de caliza de entre 3 mm a 5 cm, así como fragmentos de pómez de hasta 15 cm algunos redondos y algunos otros alargados, presenta fenocristales de cuarzo y feldespatos. Es un cuerpo denso que presenta en su parte superior vesículas de diferentes tamaños.

Esta tercer unidad de flujo se aprecia al noroeste del poblado de Zacapalco en el cerro El Bonete y en un banco de material cercano a la carretera, así como en el camino a San José de Pala; en estos afloramiento se muestra como principal característica la presencia de grandes fragmentos de pómez color verde y de una gran cantidad de líticos arcillosos y de caliza. Los fragmentos de pómez varían en tamaño de algunos milímetros hasta 2.5 cm y presentan una acentuada vesiculación; como fenocristales sólo se observan feldespatos.

Microscópicamente contiene microfenocristales rotos de cuarzo y plagioclasa y algunos líticos de caliza. Presenta una matriz vítrea parda donde es posible observar esquirlas de vidrio (shards) y fragmentos de pómez con la apariencia de pseudofiammes, así como una textura pertítica. Presenta también como mineral de alteración Zeolitas las cuales probablemente sean las que le dan su color verde característico en afloramiento.

(sección: Hua 3a 2005)

Para la Toba Chinameca en su conjunto, se estimó un espesor máximo expuesto de 100 metros.

Relaciones estratigráficas

La Toba Chinameca presenta contactos erosionales entre sus unidades de flujo. Sobreyace discordantemente al Grupo Balsas y subyace tanto a los epiclásticos volcánicos que afloran en el camino a San José de Pala, como a la Andesita Chimalacatlán. Es importante señalar que la tercera unidad de flujo no siempre esta presente, por lo que en ocasiones se encontrara la ignimbrita rosa directamente en contacto con la Andesita Chimalacatlán, como es el caso del Cerro La Cucaracha, cerca de Chinameca. Las localidades donde se pudo observar el contacto de la ignimbrita verde con las andesitas son: el antiguo camino de terraceria ubicado inmediatamente al sur de Chinameca y en la carretera que va al poblado de San José de Pala. En este afloramiento es posible apreciar la segunda unidad de flujo entre la ignimbrita rosa y la ignimbrita verde de tan solo tres metros. Por otro lado, la ignimbrita verde subyace a los depósitos de caída de la Formación El Tepehuaje y es visible en el Cerro El Bonete cercano al poblado de Zacapalco.

Distribución

Los afloramientos de la ignimbrita rosa se encuentran distribuidos a lo largo de la margen occidental de la Sierra de Huautla en una franja semiparalela a la carretera que une los poblados San José de Pala, San Pablo Hidalgo y Chinameca, de norte a sur. Los afloramientos en donde esta ignimbrita se encuentra mejor expuesta son el de la Cantera de Chinameca, ubicada 2 Km al norte del poblado del mismo nombre, y en otra cantera ubicada a 1.5 Km al sur del poblado de Chinameca muy cercana a la carretera que conduce hacia Chinameca. El cuerpo de toba verde que sobreyace a la ignimbrita rosa se encuentra distribuida en forma discontinua a lo largo del mismo flanco occidental de la Sierra de Huautla y en afloramientos aislados distribuidos en la terminación norte de la misma sierra. Dentro de estos últimos, la mejor exposición corresponde a la

cantera ubicada algunos metros al norte del poblado de Zacapalco y el ubicado en la carretera a San José de Pala.

Edad

Fechamientos recientes no publicados por el grupo de investigación de este proyecto han encontrado una edad para la ignimbrita verde de la Toba Chinameca de 26.0 ± 0.8 Ma.

III.1.3 Formación El Tepehuaje

Litología y espesor

La Formación El Tepehuaje esta compuesta por diversos depósitos de flujos lávicos dacíticos intercalados con flujos piroclásticos y depósitos volcanoclásticos, estos conforman el relleno de una estructura circular reconocida en la parte central del área de estudio y reconocida en las fotografías aéreas.

Los flujos lávicos son de grano fino y de color pardo, tienen una estructura de lajas con distintos espesores, de hasta 20 cm los cuales son observables cerca del Cerro El Pitahayo; estos se encuentran intercalados con los flujos piroclásticos descritos a continuación.

En la salida del poblado El Tepehuaje, se tiene un cuerpo intrusivo color pardo con plagioclasas argilizadas, cortando a una dacita color blanco, microscópicamente el cuerpo intrusivo tiene fenocristales de plagioclasas alterada por sericita, fenocristales de piroxeno y pseudomorfos de hornblenda, también se aprecian glomerocristales de cuarzo. La dacita blanca, tiene una textura pilotaxítica muy fina con fenocristales con textura de tamiz de plagioclasa. Presenta escasos piroxenos en la matriz.

(secciones: Chi108-05, Chi108-05(dique))

La principal diferencia que tienen los flujos piroclásticos de la Formación El Tepehuaje con respecto a la Toba Chinameca es la presencia de cristales de hornblenda, además de los de biotita; algunos de estos flujos piroclásticos son de color blanco e intemperismo gris. Son de aspecto masivo y tienen fenocristales de cuarzo, feldespatos, biotita y hornblenda. En ocasiones puede presentar variaciones mineralógicas con respecto a la abundancia de biotita u hornblenda, así como en la presencia de algunos fragmentos de pómez de algunos mm hasta 5 cm, y algunas vesículas o la ausencia de cualquiera de estos. Su forma de intemperismo característico es de bloques redondeados. Este flujo es observable a lo largo de los caminos Chinameca – El Tepehuaje y El Tepehuaje – Los Sauces, donde es posible encontrar un afloramiento con evidencias de emanaciones de gases posteriores que inyectaron diques de ceniza color beige devitrificando la ignimbrita, aquí tiene un aspecto deleznable de color verde claro y con la presencia de vitrófidos.

Otros de los flujos piroclásticos de esta unidad, conservan la misma mineralogía pero con cambios importantes en su textura que en ocasiones pueden ser de devitrificación; los caracterizan también, fenocristales de entre 0.5 hasta 1 cm con un ligero color rosa, son característicos de estos flujos la presencia de fenocristales de hornblenda. Microscópicamente las ignimbritas presentan fenocristales rotos de plagioclasa, piroxeno, biotita y pseudomorfos de hornblenda. También tiene fenocristales angulosos y de bordes redondeados de cuarzo, todos ellos en una matriz devitrificada, donde es posible observar relictos de esquirlas de vidrio (shards). Como minerales de alteración tiene sericita y calcita.

(secciones: Chi4 - 05, Chi16 - 05(L), Chi12 - 05, Chi 90, Chi -12, Chi12*)

En algunos flujos piroclásticos, se tienen brechas de rezago con fragmentos densos de lava, pómez y ceniza color verde, los fragmentos presentan tamaños de hasta de 20 cm, embebidos en una matriz ignimbrítica, estas brechas se presentan en los bordes de la estructura anular cercanas al Cerro Pitahayo, siendo este el mejor afloramiento, aunque también son reconocibles en el camino El Tepehuaje - Los Sauces. Por otra parte, en el camino Chinameca – El Tepehuaje

se pueden observar diques de composición traquidacítica (Fig. 9) que cortan esta unidad con espesores de uno y dos metros, de color pardo con fenocristales de feldespatos argilitizados por lo que presentan un color blanco, este dique presenta al microscopio una textura pilotaxítica imperfecta con fenocristales de plagioclasas alteradas y de piroxeno en una matriz holocristalina de plagioclasa.

(sección: Chi11*)

La Formación El Tepehuaje, contiene depósitos volcanoclásticos intercalados de dos tipos, uno de ellos, pertenece a un depósito de caída y el otro es un depósito de bloques y ceniza. Estos depósitos se encuentran expuestos entre el Tepehuaje y Los sauces.

El depósito de caída comienza en su parte inferior con un depósito de ceniza color blanco de grano fino poco denso con fragmentos ocasionales de pómez de 0.5 mm color verde, en este depósito se observan estratificaciones de entre 7 y 20 cm, y algunos otros de apenas 3 o 4 mm. Presenta un intemperismo hacia su parte superior color ocre y los horizontes de ceniza tiene un basculamiento SW 16°, 18°. Este afloramiento tiene un espesor expuesto de 15 metros. En la cima de este depósito se encuentra un segundo depósito de caída color ocre con lapilli acrecional de ceniza blanca con tamaños de 1 mm a 2 cm, esféricos y semiesféricos. Están embebidos en una ceniza color ocre. Se pueden apreciar también fragmentos esféricos de pómez color verde de 1 mm. Este horizonte se presenta en estratos de 45 y 30 cm. En el área de Zacapalco se encuentran expuestos depósitos similares. Encima de este depósito se tiene un tercer depósito de caída color rosa pálido con lapilli acrecional esférico y semiesférico color blanco y verde con una mayor compactación embebidos en una matriz fina de ceniza color rosa pálido. Los lapillis de color blanco tienen tamaños de hasta 2.5 cm y los de color verde de hasta 1 cm. Este depósito se presenta con espesores de 30 y 20 cm. A continuación de este depósito, se observa un cuarto depósito de caída de mayor densidad, con lapillis de color verde con diámetros

de 1 a 3 mm. Es notoria una buena selección, se aprecian también lapillis de color pardo y blanco, este cuarto depósito tiene espesores de 15 y 20 cm, hacia la cima. Los depósitos de caída 2, 3 y 4 presentan una alternancia identificándose cada uno de dos a tres veces en el sector Tepehuaje - Los Sauces.

De acuerdo a la clasificaciones de partículas volcanoclásticas y sedimentos volcanoclásticos de Fisher and Schmincke (1994), es posible clasificar a esta secuencia como un depósito de caída de ceniza inyectada a un ambiente lacustre de baja energía, en el cuál, son identificables lapillis acrecionales tipo C, definidos como agregados de ceniza de grano fino originados en capas de toba depositadas en un ambiente lacustre.

La secuencia de caída, tiene un espesor de al menos 50 metros en el afloramiento El Tepehuaje – Los Sauces.

El segundo depósito volcanoclástico, es un depósito de bloques y ceniza caracterizado por tener una matriz de ceniza color rosa, verde y beige, así como bloques de lava de composición dacítica y andesítica color blanco, gris y pardo. Los tamaños de los bloques varían de entre 10 y 60 cm.

El espesor de la formación El Tepehuaje, es de al menos 100 metros.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tepehuaje, subyace a la Dacita Agua Fría. Es difícil señalar la posición de este contacto por la relación aparentemente gradual entre ambas unidades. De acuerdo a la altitud de sus afloramientos y por las relaciones morfológicas observadas en las fotografías aéreas este contacto se puede ubicar al oeste del Tepehuaje y en el camino Chinameca – El Tepehuaje. Cerca de la presa cerro Prieto al Sur del poblado El Limón en los cerros La Chiva y El Chirimoyo, se observa que subyace a la Andesita El Limón. También la subyace la Formación

Tepalcingo. El contacto inferior no se observó pero se infiere que es con la Toba Chinameca.

Distribución

La Formación El Tepehuaje se encuentra en los bordes y en el centro de la estructura anular reconocida en la parte central del área de estudio (Fig. 3), la cual es apreciable en las fotografías aéreas, y se extiende desde el Tepehuaje y los Sauces al norte hasta la localidad del Limón.

III.1.4 Unidad epiclástica

Litología y espesor

En el camino a San José de Pala, se encuentra un depósito epiclástico volcánico color rojo, se trata de un depósito no estratificado de material tobáceo retrabajado, al microscopio contiene de mayor a menor abundancia, fragmentos de vidrio desvitrificado y oxidado, fragmentos de fenocristales de plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos con plagioclasa y cuarzo. Su espesor es de al menos 6 metros y tiene evidentes planos de falla con orientación E-W y cinemática lateral derecha.

En este mismo camino, aflora un flujo de escombros con líticos de hasta 10 cm de lavas de composición dacítica color verde, y pardos, así como pequeñas intercalaciones de epiclásticos color verde.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sobreyace a la Toba Chinameca en el camino a San José de Pala y a los depósitos volcanoclásticos de la Formación El Tepehuaje en el Cerro el Bonete al oeste de Zacapalco y subyace en ambas localidades a la Andesita Chimalacatlán.

Distribución

La unidad epiclástica es visible sólo en dos localidades: en el camino a San José de Pala y en el Cerro el Bonete en Zacapalco.

III.1.5 Grupo Ixtlilco.

De acuerdo a la litoestratigrafía propuesta por Fries (1960) para la Sierra de Huautla. Las unidades volcánicas que sobreyacen a la Formación Tlaica (Chinameca en este estudio) forman parte del Grupo Ixtlilco. En el presente trabajo se propone una división informal entre diferentes formaciones que integrarían a este grupo. Esta división se basa en criterios litológicos claramente reconocibles en campo.

- **III.1.5.1 Dacita Agua Fría**

Litología y espesor

La Dacita Agua Fría es una unidad formada por diversos flujos de lava y algunas intercalaciones piroclásticas. Los cuerpos lávicos presentan con frecuencia estructuras de flujo caracterizadas por la intercalación de bandas de color gris y pardo oscuro. Presentan fenocristales de feldespato, cuarzo, anfíbol y biotita. Hacia la parte superior de esta unidad se puede presentar derrames con una apariencia lajeada color pardo con intercalaciones de autobrechas de lava de la misma composición.

En esta unidad se observan zonas de alteración por oxidación, especialmente en el camino de terracería Los Sauces - EL Limón de Cuahuchichinola. Tiene un espesor de al menos 100 metros.

El análisis químico de muestras de esta unidad revela un contenido de SiO₂ que varían entre 60.92 % y 74.70 % correspondientes a una composición dacítica.

Al microscopio las rocas lávicas que conforman esta unidad despliegan una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa zonada y en ocasiones de textura en tamiz con tamaños diversos. Los fenocristales se encuentran en una matriz de grano fino donde predominan las plagioclasas. Las plagioclasas de la matriz se presentan en listones orientados formando una textura pilotaxítica imperfecta. Presenta fenocristales de cuarzo, en ocasiones en forma de glomero-cristales, junto con cristales de plagioclasa; como ferromagnesianos tiene ortopiroxenos y clinopiroxenos, así como microfenocristales de hornblenda, ambos se llegan a presentar como pseudomorfos y en la hornblenda se tienen bordes de opasita.

(secciones: Chi16 - 05, Chi16-05(R), Chi5 - 05, Chi2 - 05 (L))

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sobreyace a la Formación El Tepehuaje y subyace a la Andesita Chimalacatlán y a la Formación Tepalcingo.

Distribución

Los afloramientos de esta unidad se distribuyen desde la zona de San José de Pala - Quilamula, pasando por la presa Agua Fría, se observa en el camino de terracería El Tepehuaje - Los Sauces, bordeando la estructura anular.

- **III.1.5.2 Formación Chumil**

Litología y espesor

La Formación El Chumil esta constituida por depósitos de aglomerado volcánico color rojo con bloques de lava de composición andesítica de hasta 1 m de diámetro redondeados a subredondeados embebidos en una matriz arenosa y

limosa y en una estructura soportada por matriz. Presenta también bloques de lava vesiculada con anfíbol, feldespato, biotita y cuarzo pertenecientes a la Dacita Agua Fría.

La Formación el Chumil, es un depósito de flujo de escombros que presenta diferencias en la concentración de agua lo que se refleja en la consistencia de la matriz. Su espesor visible es de 4 metros.

Se encuentra cortada por diques de composición andesítica que alimentaron los flujos de lavas de la unidad Chimalacatlán. Estos diques color gris al fresco y al intemperismo rojo con espesores de hasta 4 metros, presentan una orientación preferencial N-S (Fig. 13).

Relaciones estratigráficas

La Formación El Chumil subyace en algunos sectores a la Formación Tepalcingo y en otros sectores a la Andesita Chimalacatlán, así como a los depósitos de flujos de escombros del Popocatepetl del área de Zacapalco. Su contacto inferior no aflora, pero por las distribución de las unidades en campo y por diferencias de altitud se infiere que sobreyace a la toba Chinameca.

Distribución

Los flujos de escombros El Chumil, afloran en la porción norte del área de estudio. Se extienden desde la porción norte del camino Los Sauces - Huitchila hasta el camino que va de la carretera Zacapalco - Tepalcingo al poblado de Pitzotlán.

- **III.1.5.3 Formación Tepalcingo**

Litología y espesor

La Formación Tepalcingo está formada por una sucesión de cuerpos lávicos de dacita y andesita.

Las andesitas tienen una textura porfídica con fenocristales de feldespato, anfíbol, y en ocasiones biotita. Presenta en general un color pardo o con tono rojizo. El análisis químico de las muestras de esta unidad indica una composición entre el campo de las andesitas y las dacitas. (Fig. 9)

Al microscopio, las rocas que forman esta unidad muestran fenocristales eudrales de plagioclasa, contiene escasos fenocristales de cuarzo, que junto con los de plagioclasa forman glomerocristales. Contienen también fenocristales de clinopiroxeno formando glomerocristales y pseudomorfos de hornblenda comúnmente con borde de opasita. La matriz tiene una textura pilotaxítica imperfecta dominada por plagioclasa y microfenocristales de piroxeno.

(secciones : Chi14 - 05, Chi13 - 05(L), Chi 105)

Como característica general se presenta en cuerpos masivos, es decir, no presenta lajeamiento o evidentes estructuras de flujo. Se presentan también intercalaciones con autobrechas de espesor considerable. El espesor de la Formación Tepalcingo en el área de estudio es de menos 300 metros. En el área de la presa Poza Honda al suroeste del poblado Ixtlilco el Grande, es posible observar algunos diques alimentadores de estas lavas. Estos contienen fenocristales de feldespato alterado y anfíbol embebidos en una matriz de grano fino color gris claro, los análisis químicos indican que estos diques son de composición traquidacítica (Fig. 9), el ancho de estos diques es de al menos 5 metros.

Los diques en el microscopio, presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa con alteración de sericita, y pseudomorfos de piroxenos y escasos cristales de cuarzo. Los fenocristales se encuentran en una matriz de plagioclasa, cuarzo y ferromagnesianos.

(sección: Chi13 - 05)

Las dacitas de esta unidad son de aspecto masivo, de color blanco al fresco y al intemperismo gris, contiene fenocristales anfíbol y plagioclasa; microscópicamente tiene una textura pilotaxítica con fenocristales de plagioclasa algunas con textura

en tamiz y algunas otras zonadas, escasos cristales de cuarzo, que junto con los de plagioclasa forman glomero-cristales, presenta pseudomorfos de hornblenda y fenocristales de ortopiroxeno, estos últimos se presentan también en la matriz. (secciones: Chi 92 – 05, Chi 106) Son visibles en el camino de terracería que va de la carretera Zacapalco–Tepalcingo al poblado de Pitzotlán y en el camino Los Sauces–Huitchila, donde presenta chimeneas de escape de gases con alteraciones por oxidación y argilitización, estas chimeneas tiene espesores de 3 metros.

En el camino a Pitzotlán, se reconoce también una unidad inferior lávica color gris oscuro de grano fino con cristales de olivino oxidado, microscópicamente tiene una textura micropilotaxítica conformada por listones de plagioclasa en su matriz, presentes como fenocristales y en la matriz se tiene olivino alterado a idingsita y ortopiroxenos. (sección: Chi109 -05)

Relaciones estratigráficas

Las relaciones de su contacto superior e inferior no se observan claramente, pero por la distribución y actitud de estas unidades, se considera que la Formación Tepalcingo sobreyace a la Dacita Agua Fría, y a la Formación El Tepehuaje; subyace a la Toba Piedra Desbarrancada, mientras que su relación con la Andesita Chimalacatlán no es clara.

Distribución

La Formación Tepalcingo se encuentra distribuida en la margen oriental del área de estudio, a lo largo de una franja norte–sur que corre desde el suroeste del poblado de Tepalcingo hacia Ixtlilco el Chico e Ixtlilco el Grande. Cubre un área de aproximadamente de 15 x 8 Km.

- **III.1.5.4 Andesita Chimalacatlán**

Litología y espesor

La Andesita Chimalacatlán es una unidad informal que se propone en esta trabajo para incluir la sucesión de flujos de lava andesítica que afloran en la porción norte del área de estudio. La localidad de Chimalacatlán se encuentra al sur del límite sur del área del presente estudio y corresponde al área estudiada por Chávez-González (2005) dentro del mismo proyecto. Los cuerpos lávicos son de color gris que intemperizan a colores con tono de rojo. Contienen fenocristales de feldespato, piroxeno y anfíbol. Algunos intervalos de la unidad presentan estructura de lajas que varían de espesor de 10 a 20 cm y, además presenta anillos de intemperismo color rojo. Los cuerpos coherentes de lava de esta unidad presentan algunas intercalaciones de autobrechas de 4 a 7 metros de espesor con matriz lávica.

En el área de Chinameca, en el Cerro La Cucaracha, la andesita presenta un color gris oscuro y presenta visibles cristales de plagioclasa embebidos en una matriz de grano muy fino.

A lo largo del camino de terracería Chinameca – El Tepehuaje, presenta cuerpos de lava con evidente lajeado de flujo intercalados con autobrechas. Estas rocas presentan textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Existen intercalaciones de material volcanoclástico de color verde y rojo que incluyen depósitos de flujos de escombros. Estos últimos presentan fragmentos de lavas andesíticas color verde que varían en tamaño de 2 cm hasta 1m con algunos fragmentos de ignimbrita similares a los de la unidad El Tepehuaje. A lo largo del camino de terracería El Tepehuaje – Los Sauces se observan afloramientos ocasionales de esta unidad, con apariencia similar a las observadas en el Cerro El Banco pero con mayor abundancia de autobrechas de lava. El espesor de la andesita Chimalacatlán es de aproximadamente de 70 metros.

Al microscopio, la unidad presenta típicamente una textura porfídica con fenocristales euedrales zonados de plagioclasa y fenocristales subordinados de clinopiroxeno y pseudomorfos de hornblenda. Dichos pseudomorfos presentan un borde de opasita que llega en ocasiones a remplazar casi por completo los cristales de hornblenda. La matriz consiste de una pasta de listones de plagioclasa con una textura pilotaxítica imperfecta con algunos piroxenos.

(secciones: A-C, A-C-2, A-C-T(2), Chi6-05, Chi-8, A-C(2))

En el camino Los Sauces – Huitchila, se tiene una serie de diques alimentadores de estas lavas cortando a la Formación Tepalcingo y a los flujos de escombros de la Formación El Chumil, en este camino es posible caracterizar al menos dos sistemas de diques, uno de ellos con fenocristales de feldespato, anfíbol y cuarzo embebidos en una matriz de grano fino color gris oscuro; el segundo presenta una matriz menos fina y contiene fenocristales de anfíbol, feldespato, cuarzo y biotita, estos presentan color gris claro y se encuentran cortando principalmente a los flujos de escombros; el análisis químico de estos diques indican una composición andesítica (Fig. 9).

El Dique Los Sauces – Huitchila presenta una textura pseudotraquítica con fenocristales euhedrales de plagioclasa que presentan alteraciones de sericita y algunos otros textura en tamiz, tiene fenocristales de piroxeno y una matriz de plagioclasa y piroxeno.

(sección: chi15 - (1))

Relaciones estratigráficas

La Andesita Chimalacatlán sobreyace a diferentes unidades en el área de estudio. En el sector de Zacapalco - Chinameca cubre a la Toba Chinameca; en el área de Huitchila sobreyace a la Formación Chumil y a la Formación Tepalcingo, y en el sector del Tepehuaje - Quilamula cubre a la Dacita Agua Fría.

Distribución

La Andesita Chimalacatlán cubre gran parte de la zona norte del área de estudio, se puede observar en los poblados de Chinameca en el Cerro La Cucaracha, en Zacapalco en el Cerro El Banco y a lo largo de los caminos de terracería que van de Chinameca a El Tepehuaje y a la entrada al poblado los Sauces.

- **III.1.5.5 Andesita El Limón**

Litología y espesor

La Andesita el Limón esta formada por derrames lávicos de andesita con un característico lajeamiento de flujo y color gris oscuro. Tiene una textura porfídica con fenocristales de feldespato y anfíbol embebidos en una matriz fina homogénea. La Andesita El Limón tiene al menos un espesor de 80 m.

Al microscopio tiene textura pilotaxítica imperfecta con fenocristales euhedrales de plagioclasa que presentan alteración de sericita y llegan a formar aglomerados; contienen como ferromagnesianos ortopiroxenos y clinopiroxenos, puede contener o no fenocristales de hornblenda. Los fenocristales se presentan en una matriz de plagioclasa y piroxeno. (secciones: Chi*, Chi13*)

Asociados a la secuencia lávica se observan algunos diques alimentadores de tonos pardos y rojizos y a veces de color blanco debido a una diferente alteración, estos diques tienen espesores de al menos 5 metros y son apreciables en la barranca Piedra Desbarrancada. Contienen fenocristales de feldespato argilizados, cristales de cuarzo y pseudomorfos de anfíboles con oxidación. En los alrededores de la presa Cerro Prieto se tienen otra serie de diques de grano más fino con fenocristales de feldespato y anfíbol. Microscópicamente, estos diques presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxenos y clinopiroxenos en una matriz criptocristalina. (sección: Chi36-05)

Relaciones estratigráficas

La Andesita El Limón cubre a la Formación El Tepehuaje. Su relación estratigráfica con la Toba Piedra Desbarrancada no es clara, pero por la mayor altitud y posición subhorizontal de esta última, la Andesita El Limón parece ser anterior.

Distribución

La Andesita El Limón se encuentra distribuida en los alrededores del poblado El Limón de Cuahuichichinola, en la parte sur-central del área estudiada. Hacia al este de esta localidad tiene una extensión de por lo menos 3 Km hasta el Cerro Piedra Desbarrancada. Al sur tiene al menos 4 Km de extensión, presentándose en los alrededores de la presa Cerro Prieto hasta el Cerro Garambullos; su mayor extensión la presenta al oeste del poblado El Limón poco antes de la presa Agua Fría.

III.1.6 Toba Piedra Desbarrancada

La Toba Piedra Desbarrancada es un flujo piroclástico que se encuentra expuesto en las mayores prominencias de la parte norte de la Sierra de Huautla. Representa el último evento explosivo reconocido en la secuencia volcánica de la Sierra de Huautla.

Litología y espesor

Esta unidad de flujo, es un cuerpo masivo homogéneo y denso de color al fresco blanco y al intemperismo gris, presenta fenocristales de anfíbol y biotita en una matriz fina, contiene algunos fragmentos de líticos arenosos. Se encuentra bien representada en el Cerro Piedra Desbarrancada, donde tiene una morfología muy

característica de los flujos ignimbríticos con rampas buzando ligeramente al este. Su espesor en el Cerro Piedra desbarrancada es de 100 m.

Al microscopio, tiene fenocristales anhedrales de plagioclasa y pseudomorfos de hornblenda y biotita. Los fenocristales se encuentran contenidos en una matriz microcristalina compuesta por abundantes agregados de cuarzo y por cristales de plagioclasa de grano fino. Esta matriz fue originada aparentemente por desvitrificación de una matriz vítrea original. Como minerales de alteración se tiene sericita y calcita.

(sección: Chi35 - 05)

Relaciones estratigráficas

La Toba Piedra Desbarrancada sobreyace a la Andesita El Limón y a la Formación Tepalcingo.

Distribución

La Toba Piedra Desbarrancada se encuentra distribuida en una franja norte-sur al este del poblado El Limón de Cuahuchichinola.

III.1.7 Formación Cuayuca

Litología y espesor

La Formación Cuayuca es una secuencia de capas lacustres la cual es propuesta por primera vez por Fries (1960). En el área de estudio la secuencia consta de capas clásticas que varían en textura. Se trata de una secuencia con estratificación horizontal que consta de limo fino con estratos de 50 cm a 1 m con vetillas de yeso intercaladas, estratos de pedernal color blanco y gris oscuro con espesores de 30 y 40 cm, y travertino color blanco. La secuencia presenta intercalaciones de ceniza

volcánica que en general varían de pumicíticas a vitrocrystalinas. Una de ellas es una ceniza pumicítica de color blanco con espesores variables de hasta 50 cm. Se tiene también una ceniza de grano más grueso con cuarzo y ferromagnesianos oxidados en una matriz vítrea y finalmente una ceniza vitrocrystalina con espesor de hasta 30 cm. La secuencia completa tiene un espesor de al menos 80 metros.

Relaciones estratigráficas

Fries reporta que en la localidad tipo (poblado Cuayuca), la secuencia sobreyace al Grupo Balsas, sin embargo, al este del área de estudio esta se encuentra sobreyaciendo a la Formación Tepalcingo.

Distribución

El lugar donde fue descrita esta Formación en el área de estudio, se encuentra al norte de poblado Tepalcingo, en un afloramiento aislado que forma el Cerro El Horno.

III.1.8 Depósitos Cuaternarios (Flujos de Escombros)

Como parte de los depósitos Cuaternarios que se encuentran bordeando la Sierra de Huautla, se tienen depósitos de flujos de escombros y depósitos epiclásticos de cenizas provenientes del volcán Popocatepetl; estos fueron descritos anteriormente por Fries (1966), como parte de la Formación Tlayecac.

Litología y espesor

Estos depósitos incluyen diferentes variedades de acumulaciones que incluyen tanto fanglomerados soportados por matriz, como acumulaciones de ceniza retrabajada dispuestos en estratos de espesor variable. Los flujos de escombros del volcán Popocatepetl, se caracterizan por tener un aspecto masivo con una textura soportada por matriz, que incluye fragmentos líticos redondeados de lavas de composición

andesítica con características variables. Estos fragmentos presentan textura porfídica con fenocristales de feldespato y ferromagnesianos, algunos otros fragmentos presentan gran cantidad de vesículas. Estos fragmentos se encuentran inmersos en una matriz de ceniza y sus tamaños son de máximo 15 cm.

Los depósitos epiclásticos de ceniza están formados por distintas capas de ceniza retrabajada. En la localidad cercana a San Pablo Hidalgo se observa una sucesión donde en su base se tiene una ceniza poco consolidada color oscuro seguida de una ceniza con marcas de turbulencia color blanco, que presenta hacia su parte superior una ligera estratificación cruzada y tiene en total 1 metro de espesor; a continuación se tiene una ceniza color gris de 60 cm de espesor con una laminación horizontal; después se observa una ceniza consolidada con estratificación cruzada; finalmente, hacia la parte superior, se observa una gradación a horizontes de ceniza del tamaño de la arena, hasta graduar a un conglomerado de fragmentos de lavas andesíticas redondeadas.

Hacia la base, la secuencia presenta lentes de clastos de pómez redondeados y vesiculados y algunos fragmentos de lavas andesíticas redondeados embebidos en las cenizas.

Relaciones estratigráficas

Los depósitos cuaternarios del Popocatepetl cubren a todas las unidades volcánicas estudiadas y al Grupo Balsas. Se encuentra formando terrazas disectadas particularmente reconocibles en el flanco occidental y en el borde norte de la sierra de Huautla. Los mejores afloramientos se encuentran lo largo del camino que va de Valle de Vázquez a Chinameca, en donde se pueden observar diferentes variedades de acumulaciones y su contacto discordante sobre el Grupo Balsas.

Distribución

Estos depósitos cuaternarios, se encuentran distribuidos en los bordes de la Sierra de Huautla.

*Secciones Delgadas, Anexo 1

*Secciones Delgadas (mineralogía), Anexo 2

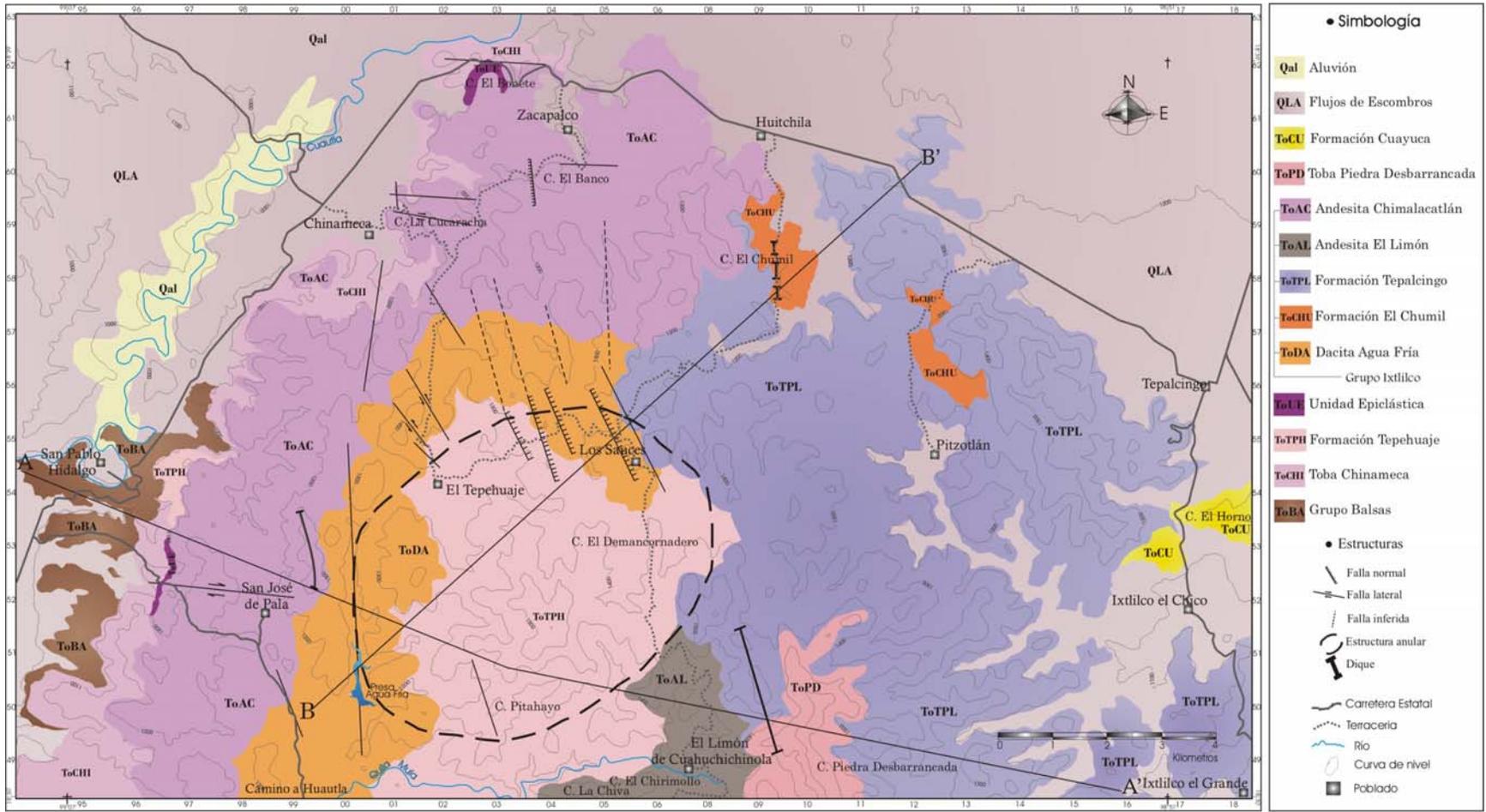


Figura 3. Mapa geológico detallado del área de estudio.

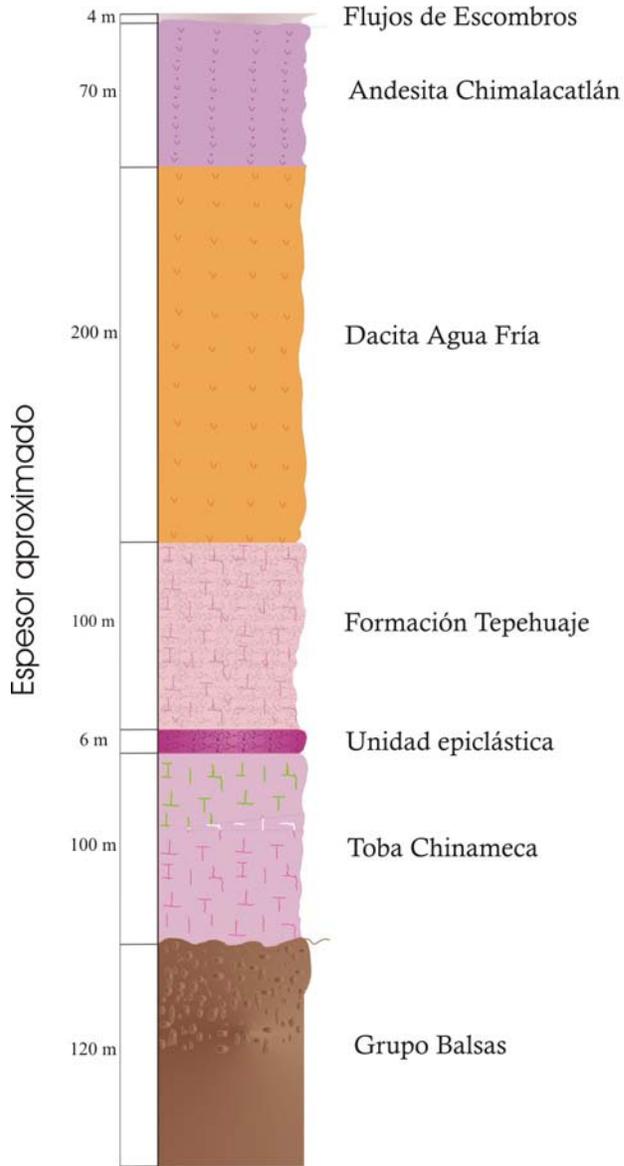


Figura 4. Columna Estratigráfica de la porción oeste y noroeste.

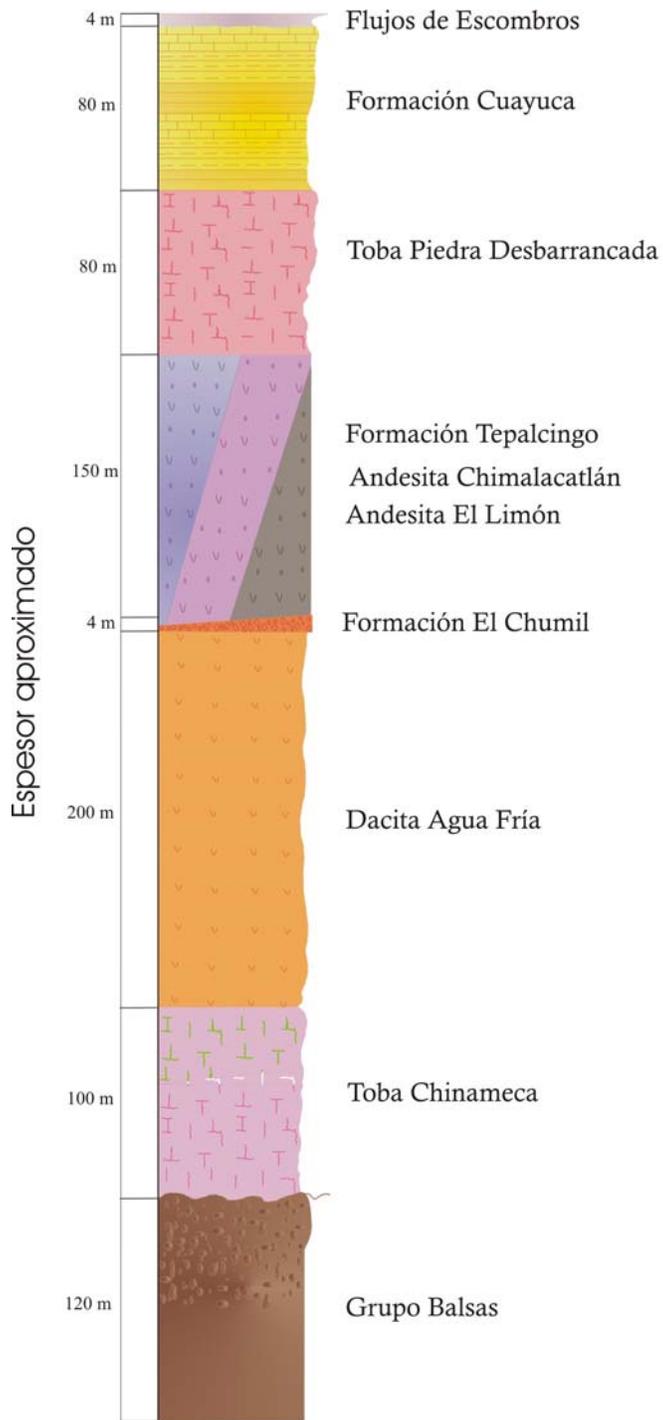
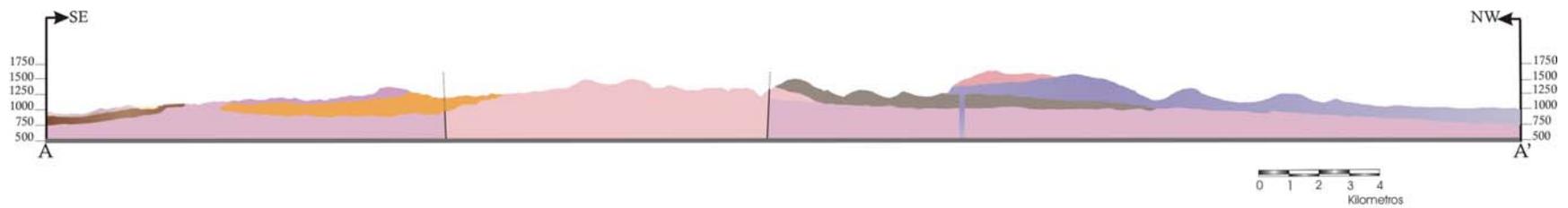


Figura 5. Columna Estratigráfica de la porción este.



• Simbología

| | | | | |
|--|---|---|--|--|
|  Aluvi3n |  Formaci3n Tepalcingo |  Dacita Agua Fría |  Grupo Balsas | Margen de la estructura circular |
|  Flujos de Escombros |  Andesita El Lim3n |  Formaci3n Tepehuaje | | Dique |
|  Toba Piedra Desbarrancada |  Andesita Chimalacatlán |  Toba Chinameca | | |

Figura 6. Secci3n estructural del transecto AA'.

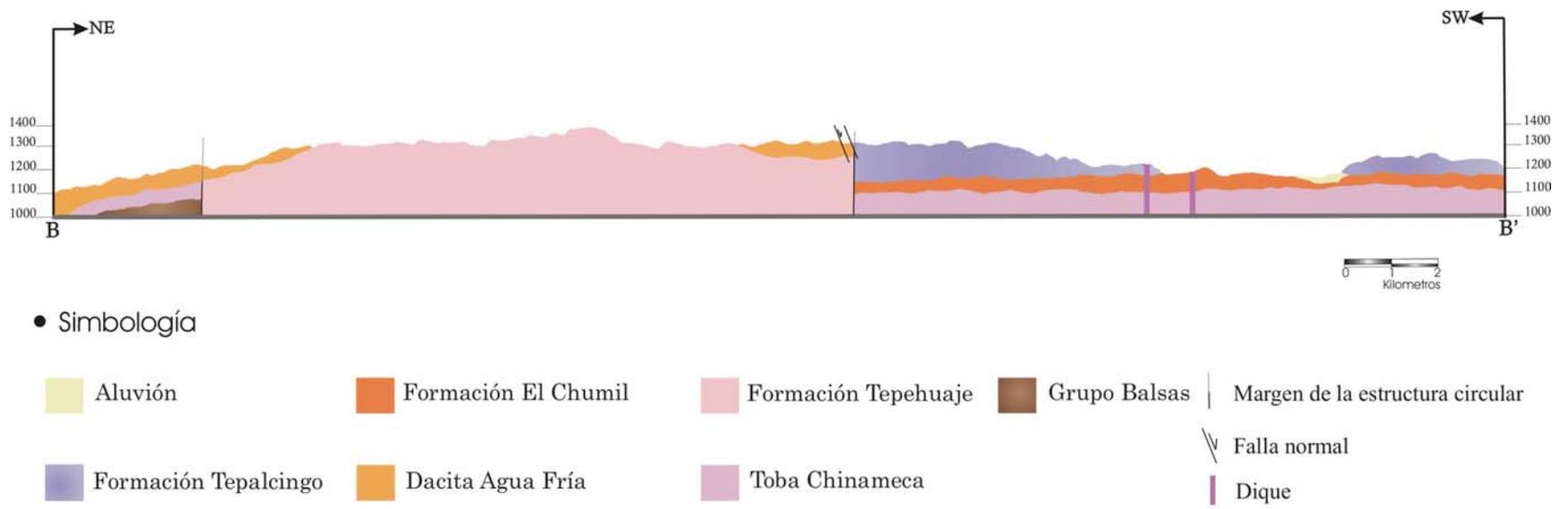


Figura 7. Sección estructural del transecto BB'

III.2 Síntesis sobre los principales rasgos geoquímicos de la secuencia estudiada

III.2.1 Análisis de elementos mayores

Los flujos piroclásticos pertenecientes a la Toba Chinameca, Formación El Tepehuaje y Toba Piedra Desbarrancada tiene una composición dacítica, traquidacítica y riolítica, con un contenido de sílice que varía entre 66.59 - 74.70 % SiO₂. (Fig. 8, Tabla 1)

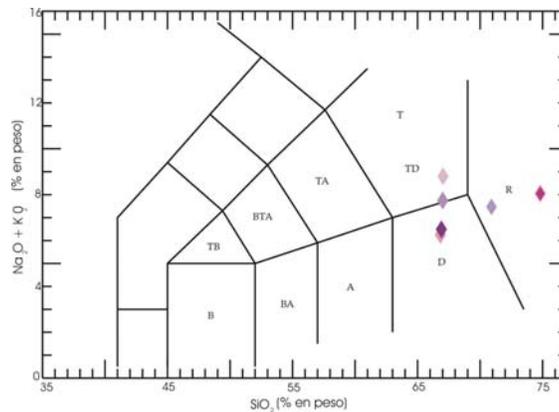


Fig. 8. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (LeBas et al., 1986).

- ◆ Ignimbrita El Tepehuaje / El Demancomadero
- ◆ Ignimbrita El Tepehuaje
- ◆ Ignimbrita Piedra Desbarrancada
- ◆ Pómez Chinameca
- ◆ Ignimbrita Chinameca (ig. Rosa/parte inferior)
- ◆ Ignimbrita Chinameca (ig. Rosa/parte superior)

Los puntos correspondientes a las ignimbritas se encuentran dispersos en el diagrama, probablemente por una removilización posterior de álcalis.

Las rocas que conforman al Grupo Ixtlilco como la Dacita Agua Fría, tienen una composición dacítica con un contenido de sílice entre 60.92 - 74.70 % SiO₂. La Andesita Chimalacatlán tiene una composición andesítica con un contenido de sílice entre 58.76 - 66.88 % SiO₂; los diques que dan origen a esta secuencia muestran una tendencia andesítica y traquiandesítica.

Por otra parte, la Andesita El Limón muestra una composición andesítica, aunque una de las muestras quedó entre el límite andesita – dacita, su contenido de sílice varía entre 58.66 - 63.23 % SiO₂.

Finalmente las rocas de la Formación Tepalcingo quedan en la línea que divide las andesitas de las dacitas, con un contenido de sílice de 63.18% SiO₂; la composición de uno de sus diques es traquidacítico.

(Fig. 9, Tabla 2)

En un análisis global de las muestras, es claro que las unidades que forman la base de la secuencia tienen un contenido de SiO₂ relativamente alto, tales como la Toba Chinameca y la Formación El Tepehuaje; en general, a medida que se asciende estratigráficamente disminuye el contenido de SiO₂ como el caso de la Dacita Agua Fría, la Andesita Chimalacatlán, Andesita El Limón y de la Formación Tepalcingo que conforman el Grupo Ixtlilco.

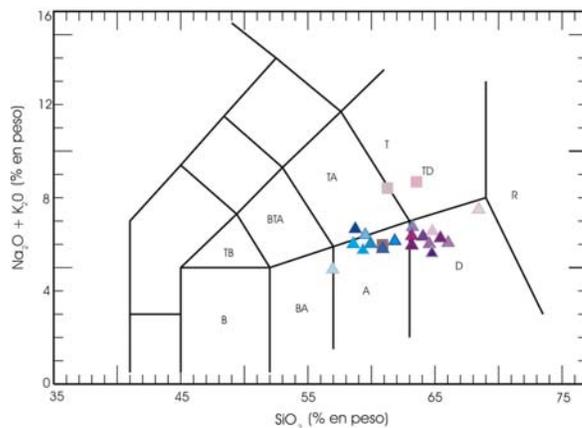


Fig. 9. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (LeBast et al., 1986).

- | | |
|--------------------------------------|------------------------------------|
| ▲ Andesita Chinameca | ▲ Dacita El Tepehuaje - Los Sauces |
| ▲ Andesita Chinameca 2 | ▲ Dacita Los Sauces - Huitchila |
| ▲ Andesita Los Sauces | ▲ Dacita Los Sauces - Huitchila |
| ▲ Andesita Huitchila | ▲ Dacita Huitchila |
| ▲ Andesita El Limón | ▲ Intrusivo Los Sauces |
| ▲ Andesita C. El Chirimoyo | ▲ Dacita San José de Pala |
| ▲ Mogotlán - Pitzotlan | ▲ Vitrófido |
| ▲ Andesita San José de Pala | |
| ▲ Andesita Piedra desbarrancada | ■ Dique Los Sauces - Huitchila |
| ▲ Andesita Ixtlilco | ■ Dique El Tepehuaje |
| ▲ Andesita Chinameca - Tepehuaje (2) | ■ Dique Ixtlilco |

La Tabla 1 muestra los resultados de los análisis cuantitativos de elementos mayores realizados a muestras del área de estudio en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X por el Químico Rufino Lozano.

Estos resultados fueron normalizados eliminando la pérdida por calcinación para posteriormente representarlas en el diagrama de LeBast (TAS, Álcalis vs. Sílice).

| Muestra | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O _{3t} | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Total |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| A-C | 58.76 | 0.92 | 19.28 | 6.33 | 0.06 | 1.75 | 6.02 | 4.43 | 2.23 | 0.24 | 100 |
| A-C-T-2 | 63.22 | 0.87 | 17.67 | 5.62 | 0.12 | 1.32 | 4.88 | 3.98 | 2.12 | 0.21 | 100 |
| CHI* | 58.66 | 1.04 | 18.93 | 6.08 | 0.06 | 2.49 | 6.38 | 4.78 | 1.34 | 0.25 | 100 |
| CHI13O5L | 63.18 | 0.73 | 16.98 | 5.02 | 0.05 | 2.52 | 4.95 | 3.95 | 2.43 | 0.19 | 100 |
| CHI3605 | 63.23 | 0.79 | 16.66 | 5.32 | 0.08 | 2.46 | 4.53 | 4.03 | 2.67 | 0.22 | 100 |
| AND-CHI-2 | 59.30 | 0.95 | 19.20 | 6.53 | 0.08 | 1.57 | 5.69 | 4.23 | 2.20 | 0.23 | 100 |
| CHI13* | 59.57 | 0.96 | 17.88 | 6.48 | 0.10 | 2.81 | 6.31 | 4.20 | 1.45 | 0.23 | 100 |
| CHI1605 | 64.01 | 0.91 | 16.57 | 5.69 | 0.06 | 1.42 | 4.67 | 4.05 | 2.40 | 0.23 | 100 |
| CHI1505 | 64.74 | 0.65 | 16.60 | 4.79 | 0.03 | 1.83 | 4.55 | 4.38 | 2.24 | 0.19 | 100 |
| CHI11* | 61.10 | 0.96 | 16.64 | 6.23 | 0.13 | 3.70 | 2.59 | 3.39 | 5.00 | 0.25 | 100 |
| CHI15(1) | 60.92 | 1.12 | 17.72 | 6.73 | 0.08 | 1.96 | 5.25 | 3.91 | 2.02 | 0.30 | 100 |
| CHI1305 | 63.44 | 0.80 | 17.68 | 5.40 | 0.06 | 1.13 | 2.54 | 3.24 | 5.49 | 0.23 | 100 |
| CHI9205 | 60.92 | 1.12 | 17.72 | 6.73 | 0.08 | 1.96 | 5.25 | 3.91 | 2.02 | 0.30 | 100 |
| CHI9505 | 63.44 | 0.80 | 17.68 | 5.40 | 0.06 | 1.13 | 2.54 | 3.24 | 5.49 | 0.23 | 100 |
| CHI9705 | 66.88 | 0.52 | 15.60 | 4.29 | 0.08 | 1.71 | 3.12 | 3.66 | 4.02 | 0.12 | 100 |
| CHI10505 | 66.87 | 0.49 | 15.46 | 3.74 | 0.06 | 1.66 | 3.06 | 3.18 | 5.36 | 0.12 | 100 |
| CHI10605 | 74.70 | 0.28 | 12.93 | 1.74 | 0.05 | 0.55 | 1.68 | 4.07 | 3.92 | 0.08 | 100 |
| CHI10805 | 66.71 | 0.67 | 15.87 | 4.88 | 0.11 | 1.38 | 3.75 | 4.26 | 2.18 | 0.19 | 100 |
| CHI10905 | 66.59 | 0.66 | 15.65 | 4.40 | 0.08 | 1.61 | 4.56 | 2.37 | 3.90 | 0.19 | 100 |

Tabla1

La Tabla 2 muestra los resultados de los análisis cuantitativos de elementos mayores realizados a las ignimbritas.

| Muestra | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O _{3t} | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Total |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| CHI605 | 70.75 | 0.40 | 14.18 | 3.41 | 0.04 | 0.82 | 2.92 | 3.28 | 4.13 | 0.07 | 100 |

| | | | | | | | | | | | |
|---------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| CHI6PC | 66.88 | 0.52 | 15.60 | 4.29 | 0.08 | 1.71 | 3.12 | 3.66 | 4.02 | 0.12 | 100 |
| POMEZ | 66.87 | 0.49 | 15.46 | 3.74 | 0.06 | 1.66 | 3.06 | 3.18 | 5.36 | 0.12 | 100 |
| CHI3305 | 74.70 | 0.28 | 12.93 | 1.74 | 0.05 | 0.55 | 1.68 | 4.07 | 3.92 | 0.08 | 100 |
| CHI12 | 66.71 | 0.67 | 15.87 | 4.88 | 0.11 | 1.38 | 3.75 | 4.26 | 2.18 | 0.19 | 100 |
| CHI1205 | 66.59 | 0.66 | 15.65 | 4.40 | 0.08 | 1.61 | 4.56 | 2.37 | 3.90 | 0.19 | 100 |

Tabla 2

En el diagrama de la Figura 10, se observan los campos de rocas alcalinas y subalcalinas, observándose una clara tendencia de las muestras del área de estudio en el campo subalcalino; mientras que en el diagrama de la Figura 11, las muestras se ubican en el campo calcialcalino de rocas de arco magmático.

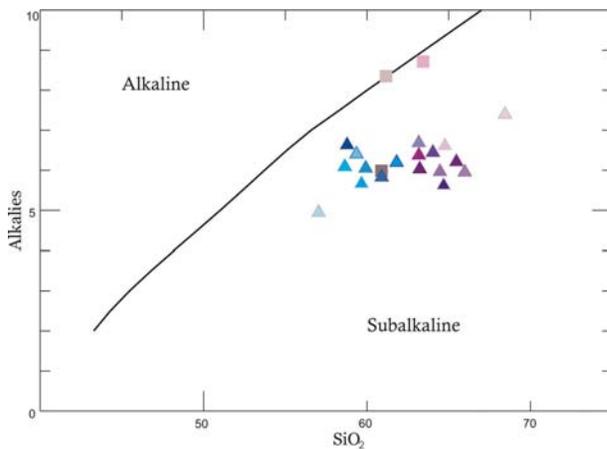


Fig. 10 Diagrama alk vs subalk

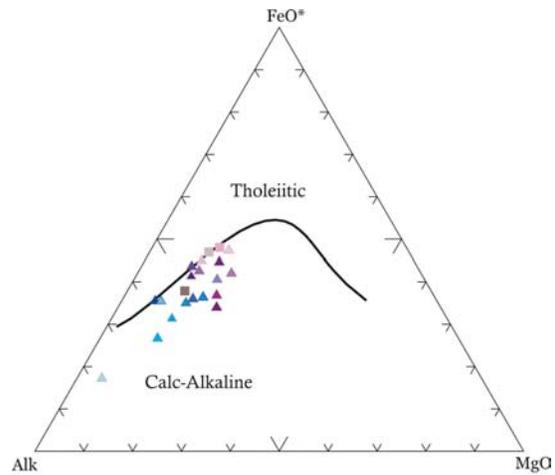
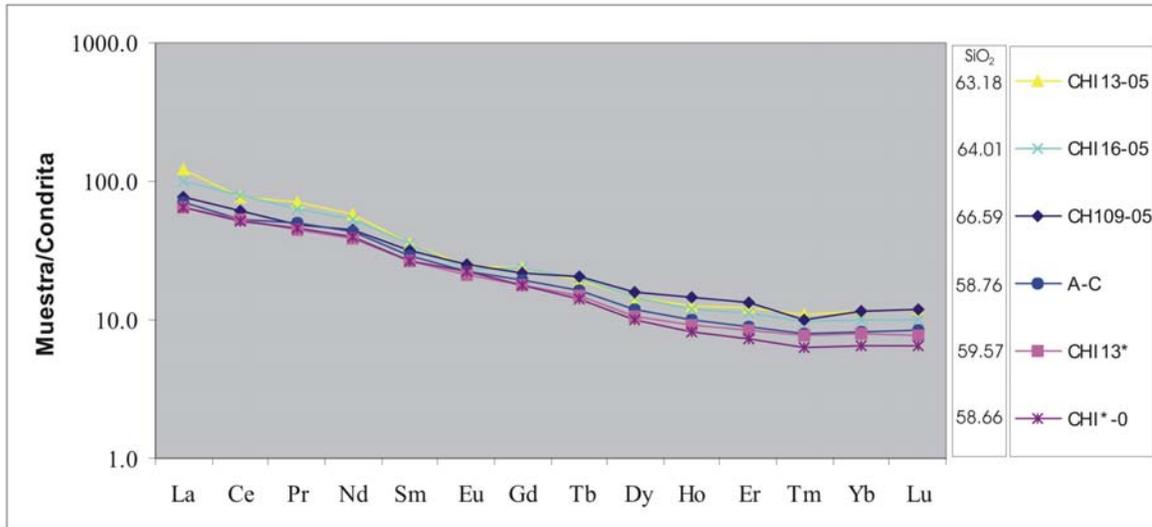


Fig. 11. Diagrama AFM Irvine and Baragar, (1971).

III.2.2 Análisis de elementos traza

Con respecto al comportamiento de las Tierras Raras, se puede observar en el diagrama normalizado con respecto a la condrita (McDonough and Sun, 1995) en la Grafica 1, que existe un patrón con enriquecimiento de Tierras Raras ligeras que es típico de las rocas de arco y un patrón plano de las Tierras Raras pesadas lo que indica que no existe en la fuente una cantidad significativa de granate. La relación del contenido de SiO_2 con respecto al enriquecimiento de Tierras Raras

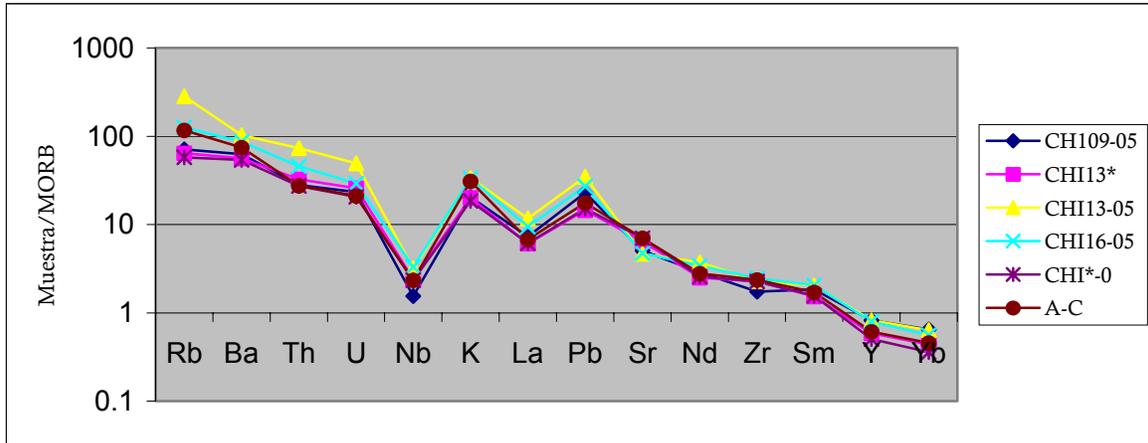
va en aumento conforme se incrementan estas; lo que indica un proceso de cristalización fraccionada. En la gráfica, no se observa una anomalía negativa de Eu lo que indica que no hubo un fraccionamiento significativo de plagioclasa.



Gráfica 1

| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|----------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| CH109-05 | 76.8 | 62.0 | 48.8 | 44.9 | 31.7 | 24.8 | 21.9 | 20.7 | 15.9 | 14.6 | 13.5 | 10.1 | 11.6 | 11.8 |
| CHI13* | 64.2 | 52.7 | 44.5 | 39.2 | 26.5 | 21.2 | 17.7 | 14.8 | 10.7 | 9.2 | 8.3 | 7.7 | 7.9 | 7.8 |
| CHI13-05 | 123.9 | 78.0 | 71.3 | 58.2 | 35.0 | 24.4 | 23.5 | 19.3 | 14.4 | 12.7 | 12.2 | 10.8 | 11.4 | 11.8 |
| CHI16-05 | 99.8 | 78.4 | 63.3 | 53.3 | 35.3 | 22.8 | 23.8 | 19.8 | 14.3 | 12.0 | 11.2 | 9.7 | 10.0 | 10.1 |
| CHI*-0 | 64.7 | 51.9 | 45.3 | 40.1 | 26.9 | 22.3 | 17.7 | 14.2 | 10.0 | 8.3 | 7.2 | 6.4 | 6.4 | 6.4 |
| A-C | 71.2 | 53.7 | 49.4 | 43.4 | 29.3 | 22.6 | 19.4 | 16.2 | 11.8 | 9.9 | 9.0 | 7.9 | 8.2 | 8.3 |

Los diagramas multielementales normalizados con respecto al MORB (N-MORB McDonough and Sun, 1995), muestran en general un enriquecimiento de elementos móviles como Rb, Ba y K y las anomalías negativas de Nb, La y Zr, típicas de rocas magmáticas de arco (Wilson, 1989). Considerando que las rocas de la secuencia estudiada realmente no constituyen magmas primarios, es posible que algunos de los rasgos señalados puedan resultar de la asimilación de material de la corteza continental. Sin embargo, la roca más máfica y menos diferenciada de las estudiadas (muestra Chi109-05) presenta claramente dichas anomalías, que para el caso del Nb y Zr son las más acentuadas de las muestras analizadas.



Grafica 2

| | Rb | Ba | Th | U | Nb | K | La | Pb | Sr | Nd | Zr | Sm | Y | Yb |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CH109-05 | 70.74 | 0.164 | 27.9 | 23.29 | 1.547 | 20.48 | 7.28 | 22.94 | 5.084 | 2.873 | 1.733 | 1.847 | 0.824 | 0.648 |
| CHI13* | 64.18 | 56.27 | 32.52 | 25.83 | 2.399 | 20.09 | 6.084 | 14.5 | 6.464 | 2.508 | 2.257 | 1.539 | 0.586 | 0.439 |
| CHI13-05 | 283.9 | 103 | 73.55 | 49.38 | 3.175 | 33.56 | 11.74 | 34.72 | 4.658 | 3.726 | 2.284 | 2.038 | 0.822 | 0.637 |
| CHI16-05 | 126.1 | 86.22 | 45.67 | 29.2 | 3.318 | 33.27 | 9.457 | 27.07 | 4.753 | 3.409 | 2.459 | 2.056 | 0.799 | 0.559 |
| CHI*-0 | 57.45 | 53.71 | 27.24 | 20.56 | 2.342 | 18.48 | 6.13 | 15.13 | 7.022 | 2.568 | 2.27 | 1.563 | 0.503 | 0.359 |
| A-C | 116.9 | 74.66 | 27.41 | 21.07 | 2.35 | 30.87 | 6.753 | 17.61 | 6.981 | 2.776 | 2.351 | 1.707 | 0.611 | 0.456 |

Los análisis de elementos traza fueron realizados en el Laboratorio de química ultra pura por la M. en C. Elena Lounejeva Baturina y por el Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu.

Capítulo IV

Estructuras Tectónicas

En el área de estudio se reconocen principalmente tres sistemas de fallas, uno con orientación E-W, otro con orientación N-S y otro de orientación NW.

Las fallas E-W, se caracterizan por tener un desplazamiento lateral derecho, los indicadores cinemáticos de las fallas N-S no muestran un patrón claro, sin embargo, de manera aislada parecen tener un comportamiento lateral izquierdo; las fallas con orientación NW, son fallas normales principalmente aunque se encuentran otras con desplazamiento lateral izquierdo.

Estos tres principales conjuntos de fallas, se pueden agrupar de acuerdo a las siguientes zonas: Zacapalco-Chinameca, El Tepehuaje-Los Sauces y El Limón.

En la zona de Zacapalco-Chinameca, se tiene un conjunto de fallas con orientación E-W y N-S. El sistema N-S se muestra como fallas discretas en zonas restringidas, siendo el sistema predominante el E-W. Este sistema se encuentra afectando a unidades antiguas y jóvenes, como la Toba Chinameca, la Dacita Agua Fría y a la Andesita Chimalacatlán. Las fallas observadas en la Andesita Chimalacatlán, tienen importantes zonas de cizalla, de espesores de hasta siete metros. Las principales estructuras de esta zona se muestran en el estereodiagrama de la Fig.12.

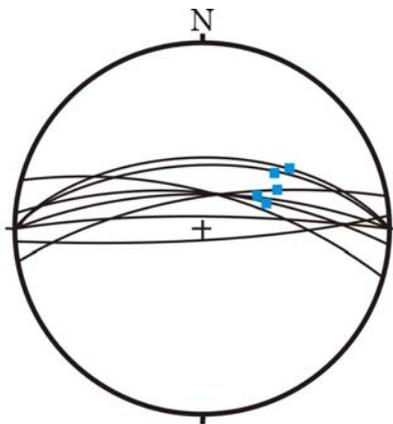


Fig. 12. Zona Zacapalco Chinameca. Fallas E - W

En el mapa (Fig. 3), se tiene dos importantes lineamientos de estos dos sistemas, uno pasa por la margen derecha de la presa Agua Fría afecta a la Dacita Agua Fría con una alineación N-S, el otro lineamiento, tiene una orientación EW y afecta a la unidad epiclástica, en la que se observan espejos de falla y zonas de cizalla con espesores de siete metros, esta se observa rumbo al camino que lleva al poblado de San José de Pala. Estereodiagrama Fig. 12.1

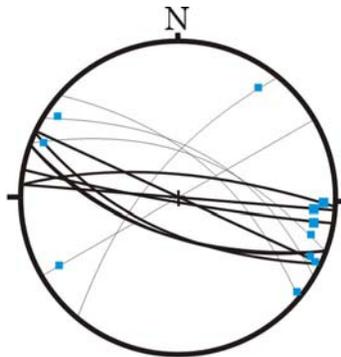


Fig. 12.1 Falla E - W. San José de Pala

Siguiendo la misma tendencia de las fallas N-S de esta zona, se tiene una serie de diques que cortan a la Formación El Chumil, estas orientaciones se muestran en el estereodiagrama de la Fig. 13.

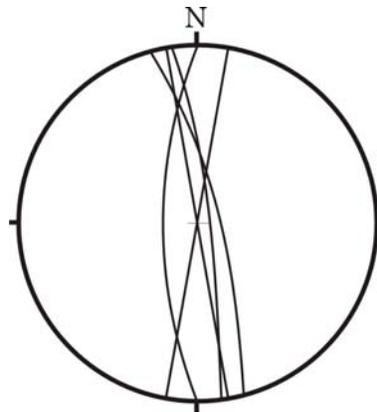


Fig. 13. Diques

Las fallas de la zona El Tepehuaje–Los Sauces tiene una orientación NW, sus indicadores cinemáticos indican que son fallas con desplazamiento lateral

izquierdo y fallas normales. Las fallas laterales izquierdas, se observan en el camino a El Tepehuaje donde se observan claros espejos de falla con indicadores cinemáticos cortando a la Dacita Agua Fría; mientras que las fallas normales se concentran a lo largo del camino que une los poblados El Tepehuaje–Los Sauces, estas fallas unen distintos niveles estratigráficos, poniendo en contacto a la Dacita Agua Fría con flujos piroclásticos y depósitos volcanoclásticos de la Formación El Tepehuaje, presentan espesores importantes de al menos siete metros. Las fallas de esta zona, cortan las unidades Formación El Tepehuaje y Dacita Agua Fría. Las principales estructuras de esta zona se muestran en los estereodigramas de las Fig. 14 y Fig. 15.

Con la misma orientación a este sistema de fallas, se tienen diques (Fig. 3) los cuales pudieron originarse a partir de este sistema, estos son observables en las fotografías aéreas del área.

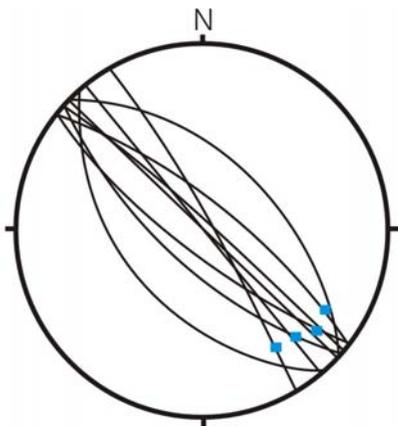


Fig. 14. Zona El Tepehuaje - Los Sauces.
Fallas NW laterales

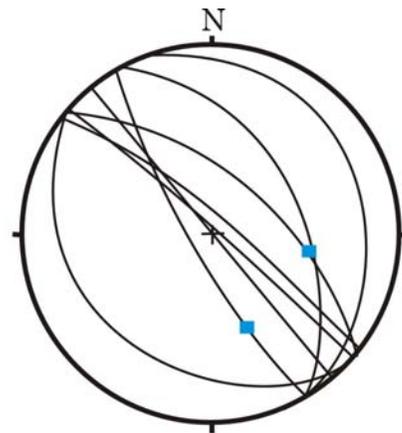


Fig. 15. Zona El Tepehuaje - Los Sauces.
Fallas NW normales

Por último, las fallas de la zona El Limón son otro grupo representativo de las del tipo E–W, estas, afectan principalmente a la Andesita El Limón y están representadas por un conjunto de fallas discretas en una zona alterada de la andesita El Limón. Las principales estructuras de esta zona se muestran en el estereodigrama de la Fig. 16.

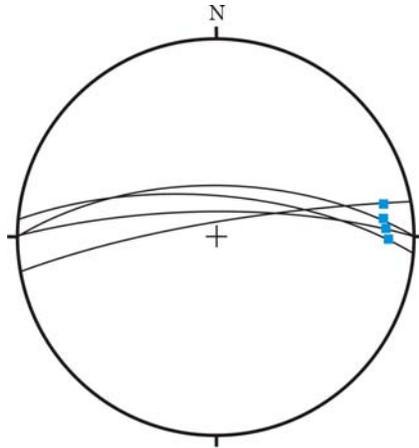


Fig. 16. Zona El Limón. Fallas E - W

Un análisis cronológico de los tres sistemas de fallas encontrados en el área de estudio, muestra que las fallas N-S y NW, son las fallas más antiguas en la zona, afectando principalmente a las unidades de la base de la secuencia volcánica como la Toba Chinameca, Formación el Tepehuaje y Dacita Agua Fría, incluso una falla NW 60° con inclinación de 77° y cinemática normal, pone en contacto a la Formación Tepehuaje con el Grupo Balsas; este sistema no parece afectar a las unidades andesíticas más jóvenes. Los diques alimentadores de las andesitas al sur de Huitchila tienen una orientación N-S y parecen haber sido emplazados en las fallas preexistentes de esta orientación. La ausencia de planos de falla que afecten a los diques en dirección N-S sugiere que este sistema no se reactivó significativamente durante y después del emplazamiento de las andesitas.

El sistema E-W despliega indicadores cinemáticos de falla lateral y afecta incluso a las unidades andesíticas jóvenes (Andesitas Chimalacatlán y El Limón y Formación Tepalcingo).

Las fallas E-W tienen un papel importante en la tectónica del área, todo parece indicar que este sistema está relacionado con las fallas NW, reactivándolas con una cinemática distinta. La relación con las fallas N-S no es clara, estas fallas solo se manifestaron en pequeños planos con una cinemática lateral que no se relaciona con cualquiera de los otros sistemas, sin embargo las fotografías aéreas muestran extensos lineamientos N-S que no pudieron ser identificados en campo aparentemente fueron cubiertos por los eventos volcánicos más jóvenes.

Capítulo V

Discusión y Conclusiones

El registro estratigráfico cenozoico del norte de la Sierra de Huautla indica la ocurrencia de episodios de sedimentación continental y posteriormente de eventos de volcanismo que variaron en composición y estilo eruptivo.

Los depósitos cenozoicos mas antiguos en el área corresponden a secuencias que han sido asociados tradicionalmente a el Grupo Balsas. Por sus relaciones estratigráficas generales se puede decir que estos depósitos ocurrieron en algún intervalo entre el inicio del Cenozoico y el inicio del Oligoceno. Las variaciones en las facies sedimentarias de esta secuencia continental indican episodios de sedimentación lacustre y de llanuras de inundación que evolucionaron a depósitos de alta energía representados por conglomerados gruesos principalmente, soportados por matriz, que indican un ambiente de abanico aluvial. La presencia de algunas intercalaciones de material tobáceo sugiere que estos depósitos se desarrollaron cuando se iniciaba el volcanismo piroclástico que caracteriza a la base de la secuencia volcánica de la Sierra de Huautla. El contacto gradual entre estas dos facies indica el rejuvenecimiento del área fuente. Si se toma en cuenta que el volcanismo silícico con ignimbritas se asocia normalmente a estructuras del tipo de las calderas de colapso, es probable que el rejuvenecimiento haya sido causado por una etapa inicial de tumescencia con levantamiento previa a las etapa principal de volcanismo ignimbrítico. Esto ha sido documentado en el área vecina de la Caldera de Tilzapotla en relación a los cambios de facies del Grupo Balsas observados en la Zona de Amacuzac (Morán Zenteno et al., 2004; Monter-Ramírez, 2004). La posibilidad de que dicho rejuvenecimiento se relacione a la deformación orogénica se descarta porque no se observan pliegues en la secuencia continental.

La base de la secuencia volcánica que sobreyace a la secuencia sedimentaria continental refleja una serie de eventos explosivos que dieron origen a tres flujos

ignimbríticos expuestos en el flancos poniente y norte de la Sierra de Huautla. Estos flujos ignimbríticos varía en su proporción de cristales y componentes pumicíticos y fueron cartografiados como una unidad litoestratigráfica informal denominada Toba Chinameca. Esta unidad se extiende hacia el sur del área de estudio en donde se han documentado al menos cinco flujos ignimbríticos más (Chávez-González, 2005). En el sureste de la Sierra de Huautla, se han reportado también ignimbritas vitrocrystalinas similares a los del flujo inferior del área de estudio (Ramírez-Pérez, 2005). En el área de estudio no se encontró material fechable para determinar la edad de estas ignimbritas de la base de la secuencia volcánica en el área de estudio, pero en el sureste de la Sierra de Huautla el grupo de investigación, responsable del presente proyecto, realizó recientemente fechamientos de K-Ar en la ignimbrita verde de la Toba Chinameca, obteniéndose una edad de 26.0 ± 0.8 Ma, sin embargo esta edad parece ser anómala ya que una ignimbrita similar a la vitrocrystalina del área del presente estudio, perteneciente al borde sureste de la Sierra de Huautla, arrojó una edad de K-Ar en biotita de 31.8 ± 0.4 Ma además, seis Km al sur del área de estudio sobre la carretera a Huautla se fecho la Dacita Agua Fría obteniéndose una edad de 30.9 ± 0.6 Ma, lo que parece invalidar la edad de la Toba Chinameca. En general, las primeras edades obtenidas de las ignimbritas de la Sierra de Huautla son más jóvenes que las de los principales eventos en las Sierras de Taxco (38-31 Ma) y Tilzapotla (35-32 Ma).

A estas ignimbritas sobreyacen unidades de derrames dacíticos e ignimbritas con hornblenda que se encuentran asociadas a una estructura circular que parece corresponder a una caldera de colapso. A esta caldera, se asocian una serie de depósitos volcanoclásticos que incluyen depósitos de caída y depósitos de bloques y ceniza, así como flujos de escombros de espesores considerables que sustentan la idea de la formación de un edificio volcánico que posteriormente colapsó. Las evidencias más claras de este colapso son la clara estructural circular en fotografías aéreas, el relleno ignimbrítico y lávico en la estructura y brechas de rezago en los bordes de la estructura anular. El colapso pudo haber

ocurrido en algún momento durante o después del primer evento efusivo que corresponde al emplazamiento de la Dacita Agua Fría, debido a que los depósitos volcanoclásticos incluyen fragmentos de esta unidad.

Los eventos explosivos fueron coronados por una serie de derrames andesíticos emplazados a lo largo de diques orientados principalmente al norte. Evidencias de esto son los diques que cortan la Formación Chumil, originándose una secuencia de derrames de origen fisural que surgen a partir de las fallas preexistentes en la región. Ramírez-Pérez, también reconoce al sur de Jolalpan evidencias de este volcanismo fisural alimentador de las secuencias andesíticas.

Finalmente, la Toba Piedra Desbarrancada, parece ser un evento explosivo aislado, quizá de origen fisural, pues no muestra indicios de un origen similar al de los otros flujos ignimbríticos o podría tratarse de un flujo piroclástico que se originó simultáneo a los flujos de lava de la Formación Tepalcingo.

La geoquímica de las rocas de la secuencia volcánica de la Sierra de Huautla, indica que evolucionó de un magmatismo silícico expresado en las unidades que forman la base de la secuencia con un contenido relativamente alto de SiO₂ con valores entre 60.92 y 74.70% y asociado a conductos centrales (caldera El Tepehuaje), a un volcanismo fisural con una disminución en el contenido de SiO₂ con valores entre 58.66 y 63.18% conforme se asciende estratigráficamente.

El comportamiento de los elementos traza en diagramas multielementales y de Tierras Raras muestran una clara firma de rocas relacionadas a magmatismo de arco. Modificado principalmente por cristalización fraccionada y no por asimilación de material de la corteza continental, este argumento quedaría por comprobarse mediante un estudio isotópico; sin embargo, el aumento en el contenido de SiO₂ en relación al enriquecimiento de Tierras Raras y las anomalías de Nd y Zr más acentuadas en la roca más máfica y menos diferenciada de las estudiadas son suficientes para sustentar esta afirmación por el momento.

Las estructuras tectónicas principales consisten en conjuntos de fallas que muestran diferentes relaciones de temporalidad. Las fallas N-S no muestran una cinemática bien definida y las fallas NW son principalmente normales y afectan a las unidades silíceas más antiguas, sin afectar aparentemente a las unidades más jóvenes. Algunos indicios de desplazamiento lateral de estas tienen que ver probablemente con una reactivación posterior. Por otra parte el sistema de fallas E-W tiene indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo y afectan a toda la secuencia volcánica incluyendo las unidades más jóvenes.

Aparentemente las fallas de orientación N-S y NW-SE, que jugaron un papel importante en centros volcánicos como Taxco y Tilzapotla, no tienen la misma cinemática que en esos centros volcánicos. Una posibilidad es que las condiciones dinámicas regionales hayan cambiado al final de la actividad volcánica en Taxco y Tilzapotla y el centro volcánico de Huautla sea más joven, como lo sugieren los primeros fechamientos isotópicos, y haya evolucionado en condiciones tectónicas distintas. No se sabe con certeza la cronología de las fallas E-W. Este sistema rompe con las condiciones tectónicas prevalecientes entre el volcanismo silíceo y el andesítico y probablemente ocurrieron cuando la actividad volcánica se había extinguido.

Todo parece indicar que la Sierra de Huautla es la continuación de la cadena de centros silíceos alineados en dirección WNW-ESE y que en general parecen ser la continuación hacia el sur del volcanismo silíceo voluminoso de la Sierra Madre Occidental. Las primeras evidencias basadas en fechamientos isotópicos indican también para esta cadena volcánica de una migración hacia el este en la edad del magmatismo.

Quedan aún interrogantes, dentro de ellas se tendrían que explicar la tectónica E-W que domina este centro, así como el descubrimiento de una estructura mayor que sea la fuente de los voluminosos flujos piroclásticos emplazados en la Sierra de Huautla.

Conclusiones

Existe una estrecha relación entre los depósitos continentales del Grupo Balsas y la evolución del centro volcánico de la Sierra de Huautla.

Las composiciones de las rocas que forman la secuencia volcánica de la Sierra de Huautla, indican que el magmatismo evolucionó de rocas silíceas a rocas menos evolucionadas de composición andesítica.

Las características de las unidades volcánicas de la parte inferior de la secuencia expuesta indican eventos explosivos asociados a lo que parece ser una caldera de colapso ubicada en la parte centro-sur de la Sierra de Huautla.

Las características de la secuencia volcánica estudiada indican que el estilo eruptivo evolucionó de conductos centrales tipo caldera de colapso a volcanismo fisural.

Los elementos traza muestran una afinidad con rocas típicas de arco magmático modificadas por procesos de cristalización fraccionada.

Los fechamientos preliminares de rocas volcánicas de la Sierra de Huautla indican un volcanismo más joven (26-31 Ma) que la zonas de Taxco y Tilzapotla.

Las características y cronología de las fallas asociadas al volcanismo del área de estudio indican que las condiciones dinámicas, relacionadas con fallas normales con orientación al NW y fallas de desplazamiento lateral derecho con orientación E-W, son diferentes a las observadas en áreas vecinas de Taxco y Tilzapotla. Estas diferencias se relacionan probablemente a cambios tectónicos ocurridos al inicio del Oligoceno (~31) Ma.

Conclusiones

Existe una estrecha relación entre los depósitos continentales del Grupo Balsas y la evolución del centro volcánico de la Sierra de Huautla.

Las composiciones de las rocas que forman la secuencia volcánica de la Sierra de Huautla, indican que el magmatismo evolucionó de rocas silíceas a rocas menos evolucionadas de composición andesítica.

Las características de las unidades volcánicas de la parte inferior de la secuencia expuesta indican eventos explosivos asociados a lo que parece ser una caldera de colapso ubicada en la parte centro-sur de la Sierra de Huautla.

Las características de la secuencia volcánica estudiada indican que el estilo eruptivo evolucionó de conductos centrales tipo caldera de colapso a volcanismo fisural.

Los elementos traza muestran una afinidad con rocas típicas de arco magmático modificadas por procesos de cristalización fraccionada.

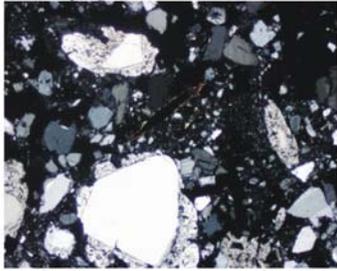
Los fechamientos preliminares de rocas volcánicas de la Sierra de Huautla indican un volcanismo más joven (26-31 Ma) que la zonas de Taxco y Tilzapotla.

Las características y cronología de las fallas asociadas al volcanismo del área de estudio indican que las condiciones dinámicas, relacionadas con fallas normales con orientación al NW y fallas de desplazamiento lateral derecho con orientación E-W, son diferentes a las observadas en áreas vecinas de Taxco y Tilzapotla. Estas diferencias se relacionan probablemente a cambios tectónicos ocurridos al inicio del Oligoceno (~31) Ma.

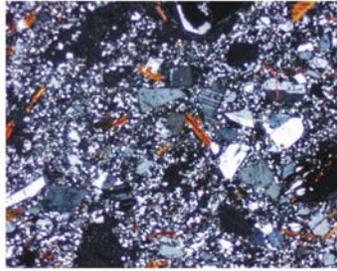
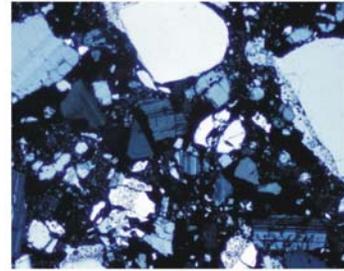
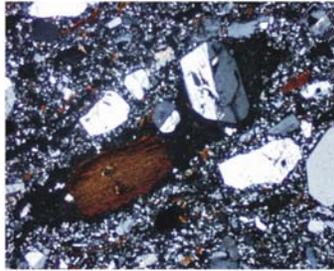
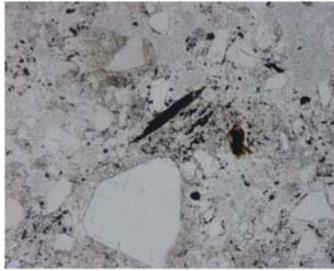
Secciones Delgadas

Toba Chinameca

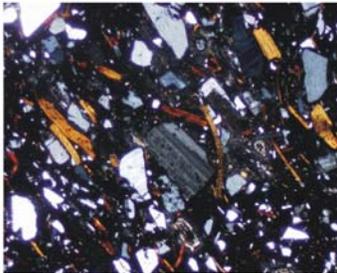
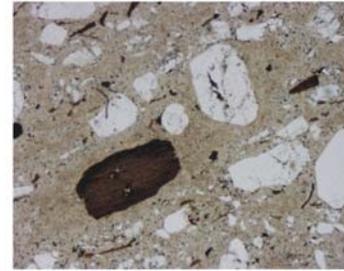
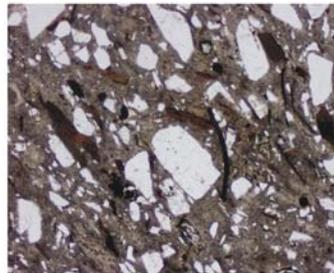
Primer flujo (fg. Rosa)



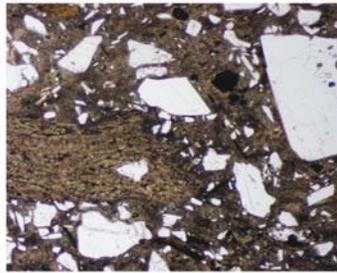
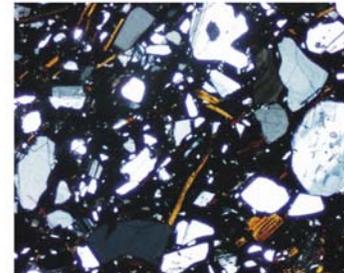
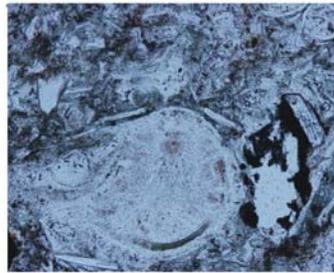
Parte inferior Chi-6-05



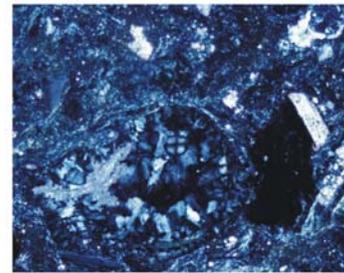
Parte media Chi-6



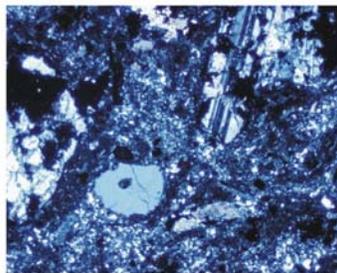
Parte superior Chi6-bi



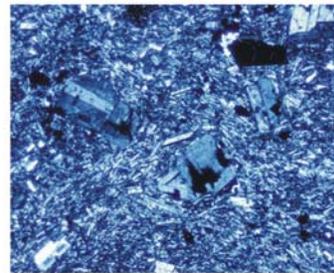
Hua3a 2005



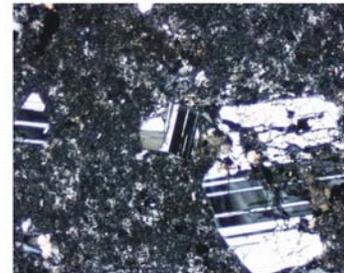
Formación El Tepehuaje



Chi108-05(dique)

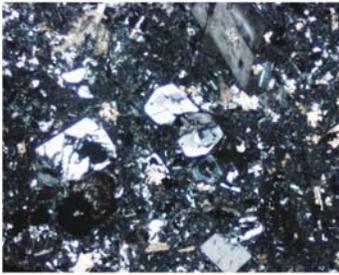


Chi108-05

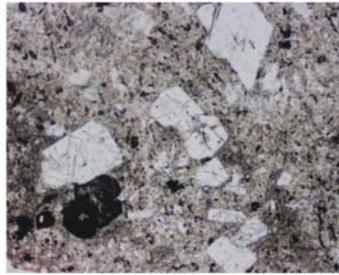


Chi4-05

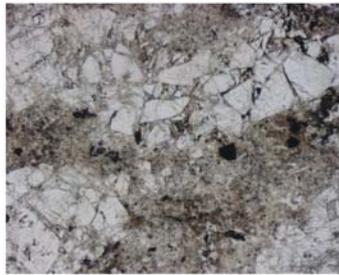
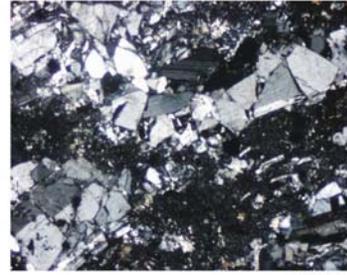
Secciones Delgadas



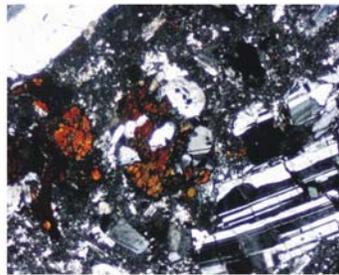
Chi16-05(L)



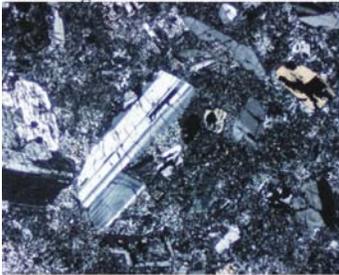
Chi12*



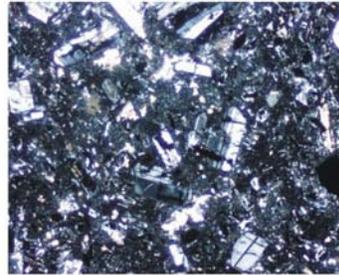
Chi11*



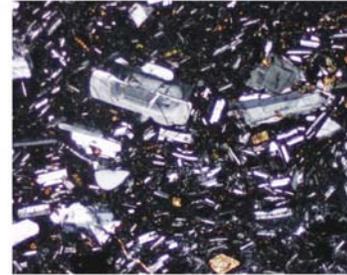
Dacita Agua Fría



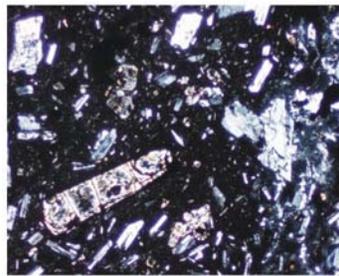
Chi2-05



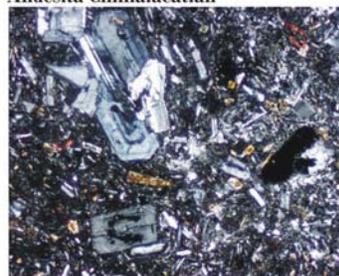
Chi16-05



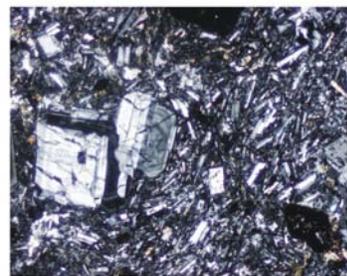
Chi16-05(R)



Chi5-05

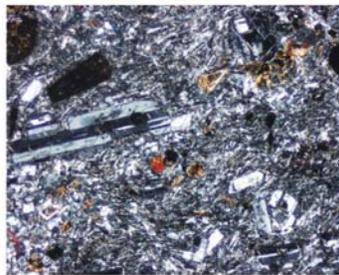


A-C



A-C(2)

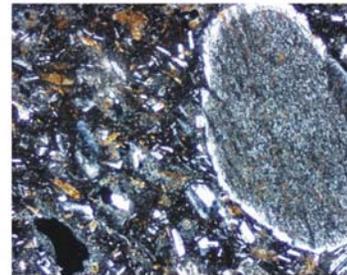
Andesita Chimalacatlán



Chi8-05



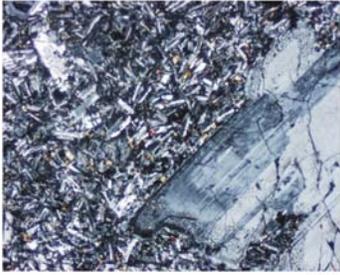
Chi6-05



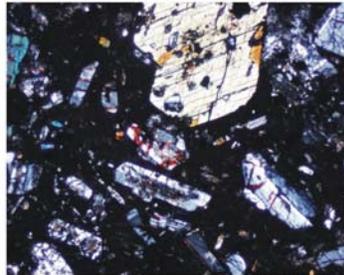
Chi15-(1) (Dique)

Secciones Delgadas

Andesita El Limón

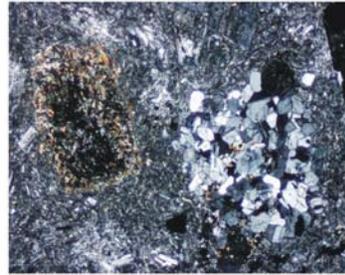


Chi*

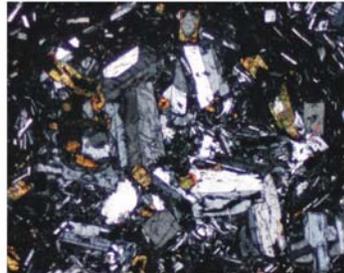
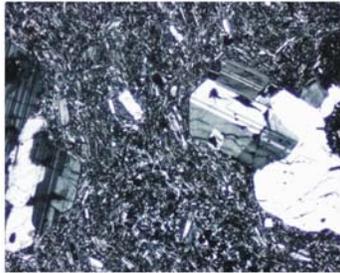


Chi36-05 (Dique)

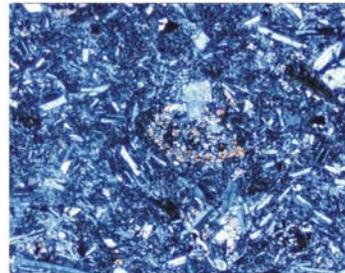
Formación Tepalcingo



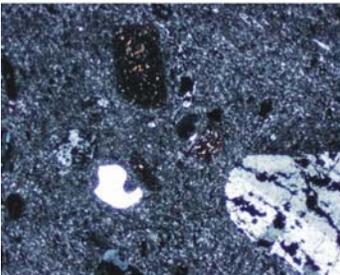
Chi13-05(1)



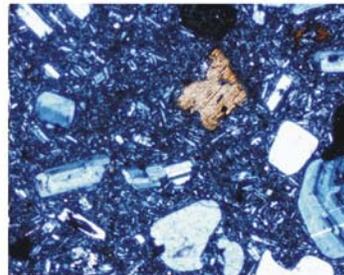
Chi14-05



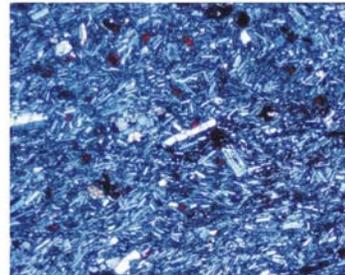
Chi105



Chi13-05

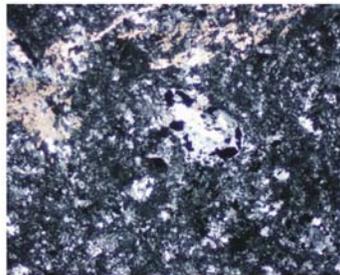


Chi106



Chi109-05

Toba Piedra Desbarrancada



Chi35-05



Chi12*

Secciones Delgadas Síntesis Petrográfica

| | Toba Chinameca | | | | Formación El Tepehuaje | | | | | | | | Dacita Agua Fría | | | | |
|----------|----------------|-------|---------|-------------|------------------------|------------------|---------|-------------|----------|--------|--------|--------|------------------|----------|-----------|---------|------------|
| | Chi-6-05 | Chi-6 | Chi6-bi | Hua 3a 2005 | Chi108-05 | Chi108-05(digue) | Chi4-05 | Chi16-05(L) | Chi12-05 | Chi 90 | Chi-12 | Chi12* | Chi11* | Chi16-05 | Chi16-05® | Chi5-05 | Chi2-05(L) |
| Plag. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| Piroxeno | | | | | x | x | | x | x | | x | x | x | x | x | x | x |
| Anfib. | | | | | | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x |
| Olivino | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Biotita | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| Cuarzo | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x | | x | x | x | x |
| Líticos | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| Pómez | | x | x | x | | | x | | | | | | | | | | |

| | Formación Tepalcingo | | | | | Andesita Chimalacatlán | | | | | | | Andesita El Limón | | | | |
|----------|----------------------|-------------|---------|----------|-----------|------------------------|-------|----------|---------|-------|--------|-----------|-------------------|--------|----------|----------|---------|
| | Chi14-05 | Chi13-05(L) | Chi 105 | Chi13-05 | Chi109-05 | A-C | A-C-2 | A-C-T(2) | Chi6-05 | Chi-8 | A-C(2) | Chi15-(1) | Chi* | Chi13* | Chi36-05 | Chi35-05 | Chi2-05 |
| Plag. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| Piroxeno | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | |
| Anfib. | | x | | | | x | x | | | x | | | | | x | x | |
| Olivino | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| Biotita | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| Cuarzo | x | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| Líticos | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| Pómez | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | |
|----------|---------------------------|
| Chi2-05 | Unidad Epiclática |
| Chi35-05 | Toba Piedra Desbarrancada |

Fotografías de Afloramientos



Grupo Balsas/Toba Chinameca



Conglomerado (Grupo Balsas)



Toba Chinameca
(ignimbrita rosa)



Toba Chinameca
(ignimbrita rosa)



Toba Chinameca
(ig. Pumiciticas Blanca y Verde)

Fotografías de Afloramientos

Anexo 3



Toba Chinameca
Ignimbrita Verde



Toba Chinameca
Ignimbrita Verde



Formación Tepehuaje
(Ignimbrita)



Formación Tepehuaje
(Dacita)



Formación Tepehuaje
(Brecha de rezago)



Formación Tepehuaje
(Depósito de caída (ceniza))

Fotografías de Afloramientos



**Formación Tepehuaje
(Depósito de caída)**



**Formación Tepehuaje
(Depósito de bloques y ceniza)**



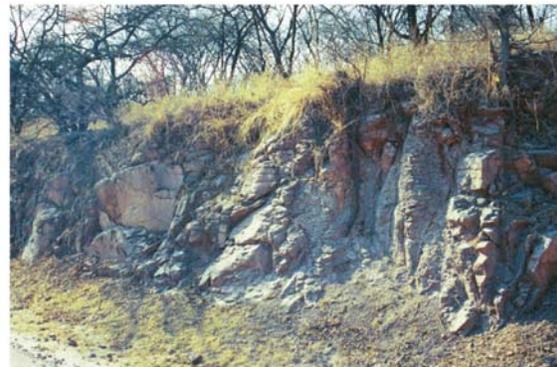
Unidad epiclástica/Depósitos cuaternarios



Dacita Agua Fria



Formación Chumil



**Formación Tepalcingo
(Chimeneas)**

Fotografías de Afloramientos

Anexo 3



**Andesita Chimalacatlán
(Falla)**



Toba Piedra Desbarrancada

Referencias

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., y Alba-Aldave, L. 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1 – 14.

Campa, U. M. F. y Coney, P. J. 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.

Cerca, M. 2004, Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 175 p.

Chávez González Octavio. 2005. Estratigrafía y petrografía de las rocas volcánicas del flanco occidental de la Sierra de Huautla, región de Valle de Vázquez-Teocaltzingo, Estado de Morelos y Guerrero. Tesis profesional FI-UNAM

Cserna, Z. De, Fries, Jr., C., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con resumen de la Hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000, mapa con texto explicativo.

Cserna, Z. De, Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto, M. 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, en *Sociedad Geológica Mexicana. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas: V Convención Geológica Nacional*, 2-33.

Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G. and Carrasco-Núñez G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-306.

Ferrari L., M. Lopez-Martinez, and J. Rosas-Elguera. 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western México: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. American Geophysical Union. Tectonics, Vol. 21, N° 4. Pp. 1-24. USA.

Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U. (1994): Volcanic sediment transport and deposition. In: Pye, K. (ed): Sedimentary Processes. Blackwell Oxford: 349-386.

Fitz Díaz, Elisa. 2001. Evolución estructural del sinclinorio de Zacango en el límite oriental de la plataforma Guerrero Morelos. Tesis profesional. ESIA-IPN. 104 p.

Fries, C. Jr. 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 60, 236 p.

Fries, C. 1966. Hoja Cuernavaca 14Q(8), Resumen de la Geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos. UNAM, Instituto de Geología. Serie 1:100 000. Mapa con texto.

Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene Magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico: Tectonophysics, 318, 71-98.

Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D.J., 2002, Tertiary faulting and relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico: Geological Society of America, 2002 Cordilleran Section Meeting, Corvallis, Oregon, Abstracts with Programs, A-97.

Monter Ramírez, Ahiram. 2004. Estratigrafía, sedimentología y Relaciones Tectónicas del Grupo Balsas en la Región de Acacuzac, Morelos. Tesis profesional FI-UNAM.64 p.

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 Solís-Pichardo, G. N. 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition

to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513 – 535.

Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriando, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119.

Morán Zenteno, D. J., Alba A. L., Martínez S. R., Reyes S. M., Corona E. R. y Ángeles G. S. 1998. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, Southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 15. Número 2. Pp. 167-180. IG-UNAM y Sociedad Geológica Mexicana. México D. F.

Ocotlán Castillejos Maria. 2004. Geología del área de Jolalpan Puebla y estimación de las reservas de los Yacimientos de Yeso adjuntos. Tesis Profesional IPN.

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

Siebe, C., and Macías, J.,L. 2003 Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field: *Boulder, Colorado, Geological Society of America*, 77 p.

Ramírez Perez, Erick. 2005. Estratigrafía Cretácico-Terciaria de la Región de Jolalpan-Huhuetlán, Estado de Puebla. Tesis profesional FI-UNAM. 63 p.

Tolson, G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, UACPyP México, D.F., p. 98.

Wilson, B. M. *Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach.*, Springer, 1 edition, February 28, 1989, 496 pages.