



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

**CARTOGRAFIA GEOLOGICA Y ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO
CHICHINAUTZIN, EN EL AREA DE TEPOZTLAN, MORELOS.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

INGENIERA GEOLOGA

PRESENTA:

VERONICA AVILA BRAVO

Incluye un mapa Geológico

DIRECTOR DE TESIS: ING. CLAUDIA CRISTINA MENDOZA ROSALES.



MEXICO, D. F.

1998.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-089

SRITA. VERONICA AVILA BRAVO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Ing. Claudia Cristina Mendoza Rosales, y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

CARTOGRAFIA GEOLOGICA Y ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO CHICHINAUTZIN EN EL AREA DE TEPOZTLAN, MORELOS

	RESUMEN
I	INTRODUCCION
II	GENERALIDADES
III	MARCO GEOLOGICO REGIONAL
IV	ESTRATIGRAFIA
V	GEOLOGIA ESTRUCTURAL Y TECTONICA
	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFIA
	MAPAS E ILUSTRACIONES
	APENDICE

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 2 de diciembre de 1996
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

ASUNTO: Solicitud de Jurado para Examen
Profesional.

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS
Director de la Facultad de Ingeniería
de la U.N.A.M.
Presente

La señorita VERONICA AVILA BRAVO registrado con número de cuenta 8821891-7 de la carrera de Ingeniero Geólogo, habiendo satisfecho los requisitos académicos necesarios para realizar sus trámites de examen profesional, le ruego atentamente autorizarle el siguiente jurado:

PRESIDENTE: DR. HUGO DELGADO GRANADOS
VOCAL : ING. CLAUDIA CRISTINA MENDOZA ROSALES
SECRETARIO: ING. JORGE NIETO OBREGON
1ER. SPTE. : ING. GILBERTO SILVA ROMO
2DO. SPTE. : ING. JAVIER ARELLANO GIL

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 25 de febrero de 1998
EL JEFE DE LA DIVISION

M. en C. ROLANDO DE LA LLATA ROMERO

ENTERADO

VERONICA AVILA BRAVO

AGRADECIMIENTOS.

Dedico este trabajo a:

Mis padres Jesús Avila L. y Maximina Bravo Hdz., pues lo hemos logrado juntos, su cariño, empeño por el trabajo y sacrificio son el mejor aliento para lograr mis objetivos.

Doy gracias a la vida por brindarme la oportunidad de tener unos padres grandiosos, a los que quiero admiro y dedico este trabajo.

A mis hermanos:

Rocio, por lo mucho que la quiero, por su nobleza, bondad y apoyo agradeciendo sus exquisitos artes culinarios.

Guadalupe, por ser mi madre, admirando su fortaleza para vivir.

José, por brindarme orientación y ánimo cuando más lo necesite, sirviéndome como guía para concluir mis estudios, claro que a Rebe también dedico este trabajo como muestra de mi cariño y estimación.

Jesús, por brindarme cariño, admirando su labor para salir adelante y carácter para mantenernos siempre sonriendo.

Felipa, por su gran corazón y bondad hacia los demás, formando una familia ejemplar.

Oscar, por su ayuda y orientación, que fueron de gran utilidad para salir adelante.

Carmen, para que sepa que la extraño y quiero mucho.

A mi novio Alejandro, como una muestra de amor, porque su cariño, compañía y apoyo están siempre conmigo en el momento más preciso, porque nuestro amor es la inspiración para seguir adelante.

A mi mejor amiga Angélica Molina, por enseñarme a ser realmente mujer.....

A los ingenieros Jorge Nieto O., Claudia Cristina Mendoza R., Gilberto Silva R., Javier Arellano G. y Dr. Hugo Gelgado G. por su colaboración, orientación y apoyo.

A todas estas personas y aquellas más que de alguna u otra forma son partícipes de este logro, les estaré siempre agradecida.

*Atentamente
Verónica Avila Bravo*

CONTENIDO

	Pag.
RESUMEN	
I. INTRODUCCIÓN.....	1
I.1 OBJETIVOS.....	2
I.2 ALCANCES Y LÍMITES.....	2
I.3 MÉTODO DE TRABAJO.....	2
II. GENERALIDADES	
II.1 LOCALIZACIÓN Y ACCESO AL ÁREA.....	4
II.2 GEOMORFOLOGÍA.....	4
II.3 CLIMA Y VEGETACIÓN.....	8
II.4 VOLCANES MONOGENÉTICOS.....	8
III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	
III.1 GEOLOGÍA REGIONAL	
III.1.1 La Faja Volcánica Transmexicana.....	10
III.1.2 La Cuenca de México.....	14
III.2 ESTUDIOS PREVIOS.....	14
III.3 PETROGRAFÍA.....	16
IV. ESTRATIGRAFÍA	
IV.1 MESOZOICO	
IV.1.1 Formación Morelos.....	18
IV.2.2 Formación Cuautla.....	20
IV.2 CENOZOICO	
IV.2.1 Grupo Balsas.....	20
IV.2.2 Formación Tepoztlán.....	23
IV.2.3 Grupo Chichinautzin.....	28
IV.2.3.1 Formación Acopiaco.....	31
IV.2.3.2 Tefra Santa Catarina.....	31
IV.2.3.3 Formación La Cima.....	32
IV.2.3.4 Tefra Oclayuca.....	32
IV.2.3.5 Formación Cuiloyo.....	33
IV.2.3.6 Formación Antonio Barona.....	33
IV.2.3.7 Formación Tres Cumbres.....	34
IV.2.3.8 Formación San Bartolo.....	34
IV.2.3.9 Formación Otates.....	35
IV.2.3.10 Formación Tepetlapa.....	36
IV.2.3.11 Formación Tláloc.....	37
IV.2.3.12 Formación Suchiuc Grande.....	37
IV.2.3.13 Formación Palomito.....	39
IV.2.3.14 Formación Pelado.....	40
IV.2.3.15 Formación Tepetl.....	40
V. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	
V.1 Tectónica.....	44
V.2 Geología Estructural.....	45

CONCLUSIONES.....	52
BIBLIOGRAFÍA.....	53
APÉNDICE	
Apéndice A: Petrografía	
Apéndice B: Columna Geológica de la Formación Tepoztlán en el Cerro del Tepozteco.	
MAPA GEOLÓGICO ANEXO	

RESUMEN

Este trabajo incluye la cartografía geológica y estratigrafía de parte del sector occidental de la Sierra Chichinautzin, se presenta un mapa geológico en el que se han propuesto informalmente 15 unidades dentro del Grupo Chichinautzin las cuales son: Tefra Santa Catarina, Formación Acopiaco, Formación La Cima, Tefra Oclayuca, Formación Cuilojo, Formación Antonio Barona, Formación Tres Cumbres, Formación San Bartolo, Formación Otates, Formación Tepetlapa, Formación Tláloc, Formación Suchioc Grande, Formación Palomito, Formación Pelado y Formación Tepetl.

En la región, la base de la columna estratigráfica está representada por las Formaciones Morelos y Cuautla de edad Mesozoica y de origen marino; están cubiertas discordantemente por el Grupo Balsas. Estas unidades constituyen la base de las rocas volcánicas cenozoicas representadas en esta región por la Formación Tepoztlán y el Grupo Chichinautzin.

La actividad del Grupo Chichinautzin comenzó en el Pleistoceno Tardío. Sin embargo, evidencias arqueológicas encontradas debajo de lavas pertenecientes al Grupo Chichinautzin en el Cerro del Tepozteco evidencian que la actividad más joven fue contemporánea con los antiguos habitantes de esta región. 50 análisis petrográficos de muestras de lava indican que la composición del Grupo Chichinautzin en la zona de estudio es andesítico-basáltica.

Un rasgo morfológico que sobresale en la región estudiada es el escarpe que se encuentra entre los límites de la Sierra Chichinautzin y el Valle de Cuernavaca en donde existe un desnivel notable de aproximadamente 1900 m. Este escarpe está alineado en dirección E-W y está marcado por una escarpada pendiente vista claramente en la autopista que va de la Ciudad de México a Cuernavaca, especialmente en la zona vecina a la curva conocida como "La Pera".

Un análisis morfológico al sur de la Cuenca de México, muestra también una discontinuidad entre los límites del Estado de México y Morelos. Esta discontinuidad morfológica puede ser seguida a lo largo del límite sur de la Faja Volcánica Transmexicana desde Toluca hasta el área del Popocatepetl. Datos estructurales e información geofísica disponible (sismológica y gravimétrica), permiten identificar un sistema de fallas denominado "La Pera", el cual está actuando como un gran sistema de fallas de desprendimiento.

Las alineaciones de algunos volcanes en la Sierra Chichinautzin con dirección preferencial E-W son evidentes. Uno de los ejemplos más sobresalientes, es precisamente la alineación de los volcanes Chichinautzin, Hoyo, Manteca, Palomito y Caballito, así como la fractura en el edificio principal del Volcán Chichinautzin y su cono de lava parásito; que definen una fisura con dirección E-W, a través de la cual fueron extruídas grandes cantidades de lava. Por lo tanto, se especula que el vulcanismo en la Sierra Chichinautzin está asociado al "Sistema de Fallas La Pera" y que aprovecha éste como zona de debilidad para el ascenso de magma.

En la Formación Tepoztlán se encontraron depósitos de diversos orígenes, entre ellos: Lahares, avalanchas, depósitos fluviales, flujos ignimbríficos y piroclásticos. Análisis petrográficos y depósitos similares apoyan la hipótesis de que su fuente de aporte es el Complejo Volcánico Zempoala. También se identificaron diques asociados a manifestaciones volcánicas del Grupo Chichinautzin.

I. INTRODUCCIÓN

La sierra volcánica de Chichinautzin conforma el límite sur de la Cuenca de México, la cual se localiza en el sector sureste de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), ésta sierra representa una de las manifestaciones volcánicas más recientes de la región.

Las manifestaciones volcánicas de la Sierra Chichinautzin son trascendentes para la Ciudad de México por su juventud (como la de los volcanes: Xicfle, Chichinautzin y Pelado), así como su cercanía con la población del sur de la Ciudad. En esta zona la fertilidad de los suelos, el clima favorable y la disponibilidad de agua entre las cuencas lacustres, ha atraído desde la antigüedad grandes civilizaciones prehispánicas (entre ellas Cuicuilco, Copilco, etc.) (Siebe, *et al.*, 1995).

La zona de estudio es de gran importancia por su cercanía con una gran concentración poblacional. Actualmente la zona metropolitana de la Ciudad de México, es una de las más densamente pobladas a nivel mundial con aproximadamente 23 millones de habitantes y se encuentra expuesta a fenómenos naturales como el vulcanismo, debido a que el sur de la Cuenca de México es una de las porciones del país, incluso de la misma Faja Volcánica Transmexicana, con mayor concentración de volcanes jóvenes. A pesar de esto, no se cuenta con una cartografía geológica detallada del área. Por ello, el objetivo principal de este trabajo es contribuir a subsanar esta situación, aportando un mapa geológico, escala 1:50 000 de parte de esta zona.

Las ventajas de contar con una cartografía geológica de semidetalle son muy diversas y de suma importancia porque la información que contienen es básica para hacer estudios en otras disciplinas como localización de bancos de material, recarga de acuíferos, ubicación de zonas adecuadas para depósitos sanitarios o de residuos sólidos, planeación de asentamientos humanos, ampliación de vías de comunicación, construcción de mapas de riesgo volcánico y proyectos científicos como evolución geológica y arqueología, entre otros.

Peligrosidad, es la capacidad destructora, que determinados aspectos del fenómeno volcánico tienen en sí mismos, en los que no influye el factor humano. En un campo volcánico monogenético como lo es Chichinautzin, los peligros en una erupción volcánica serían principalmente sismos, caída de ceniza, flujos de ceniza y flujos de lava. Riesgo es la posibilidad de que estos peligros afecten en mayor o menor grado, a un determinado número de personas y/o sus propiedades. El riesgo volcánico se está incrementando porque aumenta la población y porque ésta ocupa nuevos territorios; al mismo tiempo, los bienes sujetos a una posible destrucción son cada día más valiosos y sofisticados (Araña y Ortiz, 1984).

En varias partes del mundo, las condiciones socioeconómicas han provocado el crecimiento de grandes asentamientos humanos dentro de regiones volcánicas activas (como México, América Central, Japón, Italia, Indonesia, etc.) con un gran desarrollo industrial y agrícola, en éstas áreas se incrementa urgentemente la necesidad de una evaluación del riesgo a que están expuestos al vivir en zonas volcánicas. Sin embargo, el problema en la evaluación del riesgo volcánico necesita

de un equipo de trabajo interdisciplinario que incluya volcanólogos, economistas y sociólogos.

1.1 OBJETIVOS

El objetivo principal de este estudio es:

- Elaborar el mapa geológico escala 1: 50 000 del área de estudio.

Objetivos específicos:

- Definir una estratigrafía de semidetalle de los depósitos originados por volcanes y derrames del Grupo Chichinautzin y rocas asociadas en la región de estudio.
- Analizar los rasgos morfológicos y estructurales que controlan el vulcanismo y su distribución, definiendo las estructuras ocultas por grupos de conos cínéríticos y flujos de lava.
- Estudiar la Formación Tepoztlán, analizar la secuencia y los procesos que le dieron origen, considerando que aparentemente constituye la base de la columna Cenozoica volcánica en la región.

1.2 ALCANCES Y LÍMITES

Esta tesis se desarrollo dentro de los proyectos "Riesgo Volcánico al Sur de la Ciudad de México", clave IN-107494 y "Volcanismo y Tectónica Activos en el sur de la Cuenca de México", clave IN-102497; patrocinados por la Dirección General de Apoyo al Personal Académico (DGAPA) de la Universidad Nacional Autónoma de México. Pretende establecer con base en el mapa geológico una primera aproximación a la estratigrafía detallada de la zona.

Los resultados obtenidos están sustentados en investigación bibliográfica, fotointerpretación, análisis morfológico, trabajo de campo y petrografía.

1.3 MÉTODO DE TRABAJO

Para alcanzar los objetivos mencionados, se hizo una recopilación bibliográfica de trabajos previos realizados en el área. Para obtener esta información se consultaron libros, revistas científicas especializadas, tesis y mapas.

Se realizó en gabinete la interpretación de fotografías aéreas a detalle. También se hizo un análisis morfológico todo ello, con la finalidad de elaborar un mapa preliminar. En este mapa se distinguieron varias unidades litoestratigráficas y estructuras

geológicas con base en su expresión morfológica y relieve; de cada volcán se cartografiaron sus distintos flujos.

Indudablemente, la geomorfología es una herramienta de suma importancia que se utilizó para poder definir la estratigrafía de la zona, así como para identificar rasgos estructurales y tectónicos, algunos de ellos cubiertos por derrames de lava. Los factores geomorfológicos tomados en cuenta para este fin fueron: El modelado de las rocas, el tiempo que han permanecido a la intemperie, la litología (tipo de roca, textura, extensión en sentido horizontal y vertical, etc.), estructura geológica, la pendiente del terreno, las condiciones climáticas, la actividad del hombre y el grado de fracturamiento de las rocas.

Una vez que se contó con este mapa preliminar, se procedió a planear caminamientos y a la verificación en campo de las unidades ya definidas para, describirlas, delimitarlas, tomar muestras y hacer las correcciones necesarias de los contactos geológicos. Las muestras se ubicaron en el mapa y se hizo el estudio petrográfico en lámina delgada de 50 muestras, que aparecen descritas detalladamente en el apéndice petrográfico. También se midió, analizó y describió una columna estratigráfica de la Formación Tepoztlán (que aparece anexa en el apéndice B).

Con datos obtenidos en campo en los puntos de verificación, se elaboró la versión final del mapa geológico escala 1: 50 000 y el presente trabajo.

II. GENERALIDADES

II.1 LOCALIZACIÓN Y ACCESO AL ÁREA

La zona de estudio cubre una superficie de 354 km², está comprendida entre las coordenadas 99° 02' 51" y 99° 12' 30" de longitud Oeste y 18° 55' 10" a 19° 07' 13" de latitud Norte (figura 1).

El área de estudio está comprendida en los sectores sureste y noreste de las hojas Milpa Alta (E-14-A-49) y Cuernavaca (E-14-A-59) escala 1: 50 000 del INEGI, que corresponden al Distrito Federal y Estado de Morelos respectivamente.

Las principales vías de acceso son la Carretera Federal No. 95 México-Cuernavaca y la autopista No. 115 México-Cuautla, que cortan numerosos afloramientos del Grupo Chichinautzin, la carretera de cuota que va de Tepoztlán a Cuautla, presenta excelentes afloramientos; la carretera Federal No. 142 que va de Xochimilco a Oaxtepec es también una alternativa de acceso a la zona de estudio. De la Ciudad de Cuernavaca el acceso se puede efectuar por la carretera No. 198 Cuernavaca-Tepoztlán.

Tomando en cuenta la subdivisión de provincias geológicas de México propuesta por Ortega-Gutiérrez, *et al.* (1992), la zona de estudio se encuentra entre los límites de la Faja Volcánica Transmexicana y la Plataforma de Morelos (figura 2).

De acuerdo con Lugo-Hubp (1984), la zona de estudio se ubica en el sur de la Provincia fisiográfica Faja Volcánica Mexicana y en el norte de la Sierra Madre del Sur.

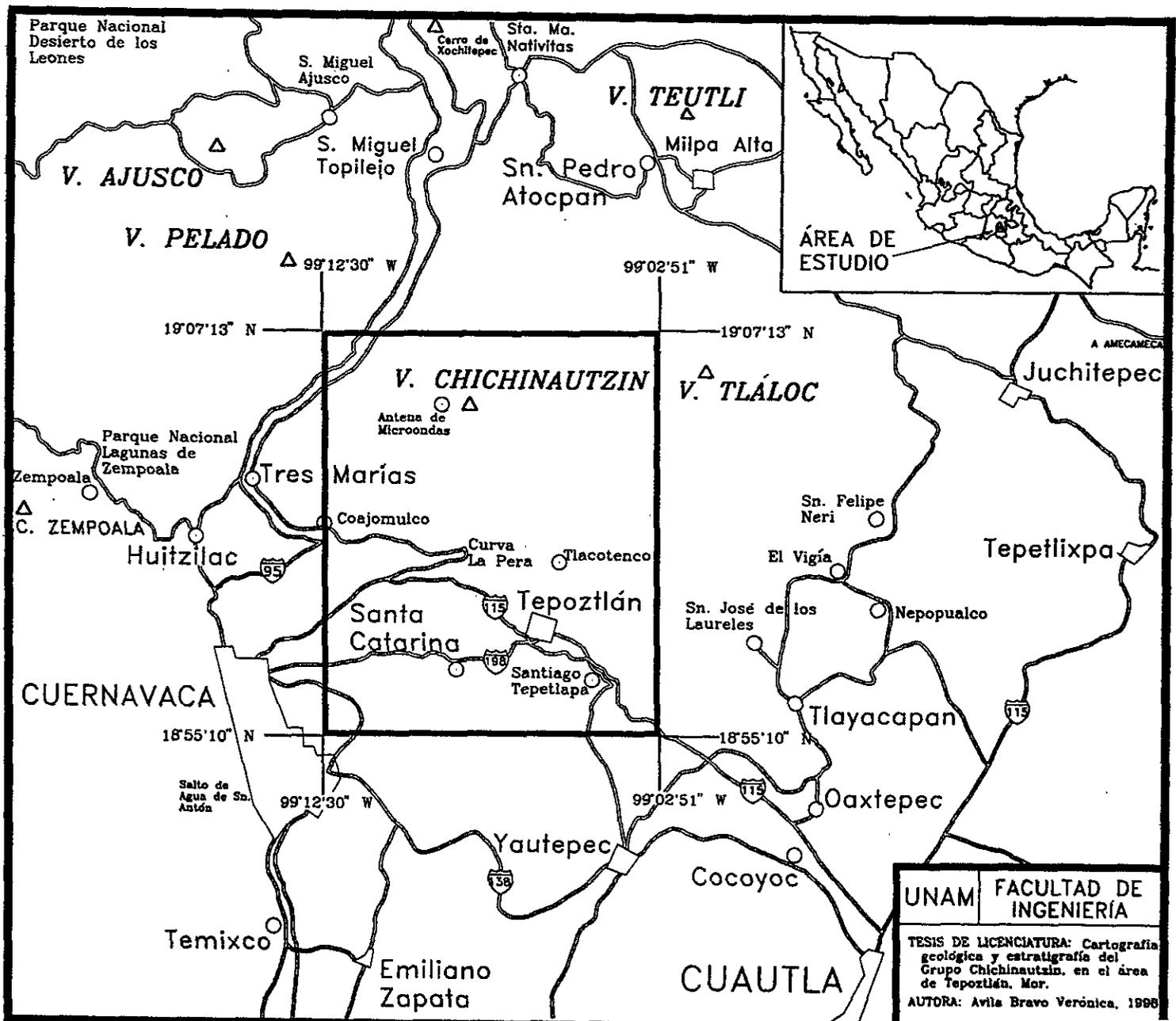
El área de estudio está limitada por la Sierra de Zempoala y el Valle de Cuernavaca al occidente; al sur por el Valle de Cuautla y la Sierra La Corona; al Norte por Xochimilco y Milpa Alta; al oriente se encuentra limitada por El Volcán Tláloc y La Sierra de Amatlán perteneciente a la Formación Tepoztlán; aunque el Grupo Chichinautzin se extiende hasta el pie de la Sierra Nevada al oriente y hasta el Valle de Toluca en el occidente.

II.2 GEOMORFOLOGÍA

La zona de estudio se puede dividir fácilmente en tres unidades geomórficas distinguibles fácilmente:

- a) Formas volcánicas recientes
- b) Relictos de la Formación Tepoztlán y
- c) Relieve de rocas sedimentarias.

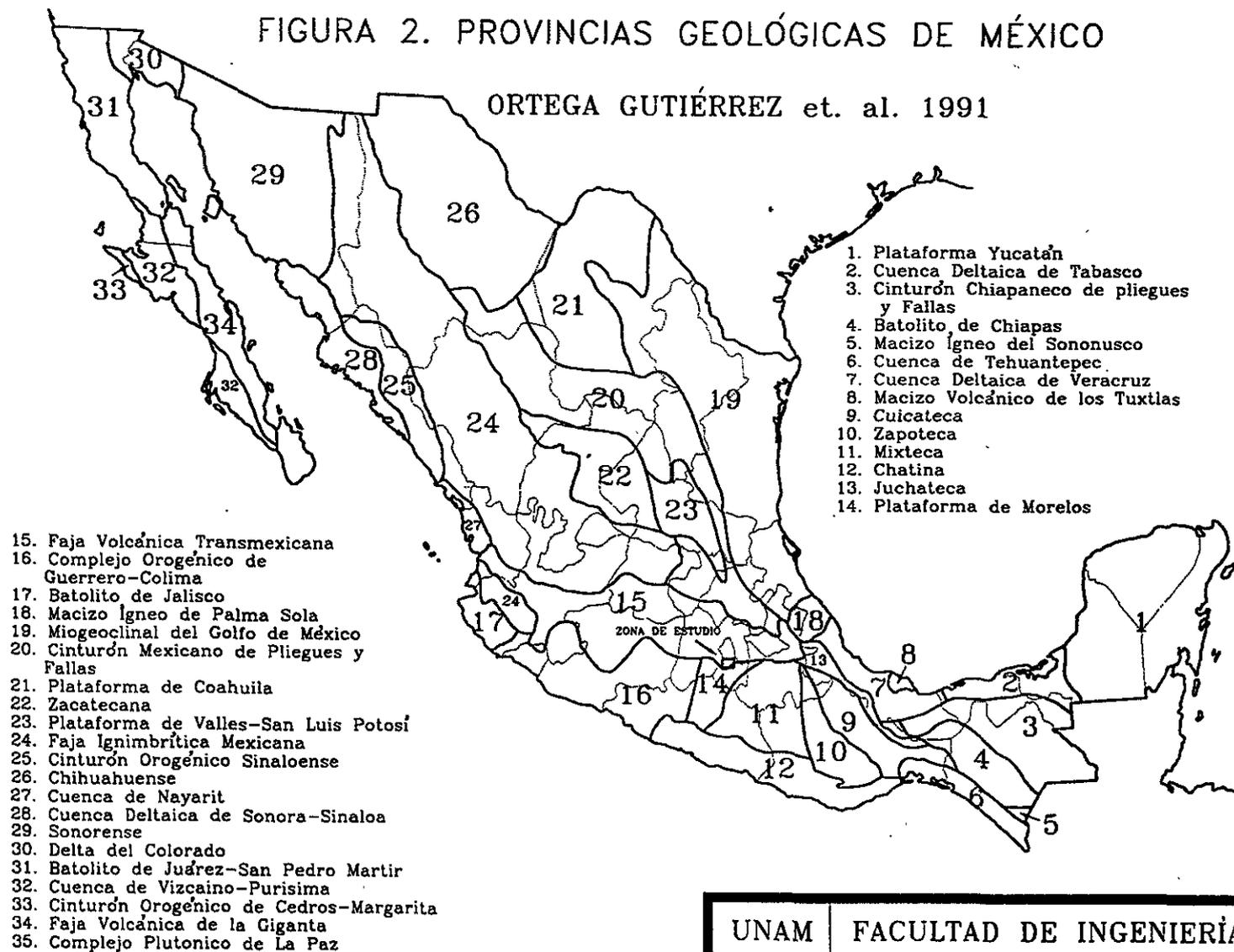
La Sierra Chichinautzin es una cadena montañosa de origen volcánico con orientación E-W de aproximadamente 90 km de largo y 30 km de ancho en promedio, que se extiende desde el Valle de Toluca, hasta el pie de la Sierra Nevada, los volcanes que se encuentran al occidente de la Sierra de Zempoala, (en el Valle de



UNAM	FACULTAD DE INGENIERÍA
TESIS DE LICENCIATURA: Cartografía geológica y estratigrafía del Grupo Chichinautzin, en el área de Tepoztlán, Mor.	
AUTORA: Avila Bravo Verónica, 1998	

FIGURA 2. PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MÉXICO

ORTEGA GUTIÉRREZ et. al. 1991



UNAM | FACULTAD DE INGENIERÍA

Tesis de licenciatura: Cartografía geológica y estratigrafía del Grupo Chichinautzin en el área de Tepoztlán, Mor.

Autora: Avila Bravo Verónica, 1998

Toluca), por sus características también han sido incluidos dentro del Campo Volcánico Chichinautzin.

Uno de los rasgos morfológicos que sobresalen en la región de estudio es el escarpe que se encuentra entre los límites de la Sierra Chichinautzin y el Valle de Cuernavaca en donde existe un desnivel notable de aproximadamente 1900 m. Este escarpe está alineado también en dirección E-W y está marcado por una fuerte pendiente vista claramente en la autopista que conecta la Ciudad de México y Cuernavaca, especialmente en el sector de la curva conocida como "La Pera" (su origen se discutirá en el capítulo V).

El Grupo Chichinautzin está representado por los productos volcánicos de un conjunto de conos monogenéticos, de edad Cuaternaria. La edad de este grupo se refleja en su morfología. El nombre de esta unidad litoestratigráfica proviene del Volcán Chichinautzin, situado entre los límites del Estado de Morelos y el Distrito Federal, al sureste de Parres. Las rocas de este grupo constituyen la alta serranía del borde septentrional de Morelos y forman parte de la Faja Volcánica Transmexicana.

La actividad volcánica de la Sierra Chichinautzin, origina formas muy diversas de relieve, entre ellas: laderas, mesas y conos cineríticos, entre otras. Entre las formas jóvenes no modeladas por los procesos exógenos, destacan en el sur de la Cuenca de México las extensas coladas de lava y otras menores, tipo mesetas, constituidas por lavas más viscosas que en conjunto cubren una superficie de varios kilómetros cuadrados. Por su juventud no presentan una red fluvial integrada; por lo general, se encuentran sólo corrientes aisladas definidas por las grietas con extremos ciegos (Lugo-Hubp, 1984).

En la vertiente septentrional de la Sierra Chichinautzin el desarrollo de la erosión fluvial es considerablemente débil, la profundidad de la erosión es poca, generalmente menor a 10 m y de corta extensión longitudinal, menor a 5 km. Prácticamente no hay sistemas hidrológicos definidos. Predomina la infiltración; las corrientes temporales son en su mayoría de primero y segundo órdenes; se presentan redes radiales y paralelas.

Hay características comunes en estos volcanes: la mayoría posee cráter con un grado variable de relleno, algunos se encuentran abiertos en forma de herradura, por fenómenos volcánicos explosivos, erosivos o de colapso; son frecuentes los cráteres adventicios; la pendiente de los conos es generalmente de 32°.

Hacia el sur en la zona de estudio, la topografía se caracteriza por una serie de sierras y valles constituídas por calizas; con orientación norte-sur en donde las sierras corresponden a pliegues anticlinales y los valles a sinclinales, los cuales generalmente se encuentran rellenos de material aluvial (Haro, 1980). La Sierra La Corona, situada al sureste de San Andrés de la Cal, presenta una orientación preferencial casi norte-sur, está constituida de calizas de edad Cretácica y corresponde a un anticlinal ligeramente recostado hacia el oeste, se caracteriza por una topografía de aspecto redondeado, teniendo suaves pendientes hacia el este (10° a 20°), mientras que hacia el oeste las pendientes son más abruptas (45°).

Las Sierras de Tepoztlán y Chalchiltépetl, están constituidas por rocas de la Formación Tepoztlán, todas ellas se encuentran intensamente falladas y fracturadas, por lo que todas presentan una topografía sumamente abrupta con pendientes de 10° a 90° predominando las de 25° a 55° lo que le da a las sierras un aspecto de acantilados escalonados.

La Sierra de Tepoztlán se localiza al norte del poblado del mismo nombre y al su de Tlacotenco, presenta una orientación preferencial E-W, y las expresiones orográficas de mayor altura son: El cerro del Tepozteco y el Cerro Cuatzin, con altitudes de 2400 y 2300 m.s.n.m. respectivamente.

La Sierra de Chalchiltépetl se ubica al sur de Tepoztlán y al norte de San Andrés de la Cal, también tiene una orientación preferencial E-W. El Cerro del Chalchiltépetl alcanza una altura de 2070 m.s.n.m.

Los depósitos que constituyen la Formación Tepoztlán son de diversos orígenes entre ellos: Lahares, avalanchas, depósitos fluviales, flujos ignimbríticos y piroclásticos (se tratará su origen con mayor detalle en el capítulo de estratigrafía).

II.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

La vegetación del área de trabajo ha sido de fundamental importancia para la identificación y delimitación de algunas unidades litoestratigráficas. Las especies vegetales tienen cierta afinidad por la altitud y el tipo de suelo, ya sea constituido por flujos piroclásticos o por coladas de lava; en algunas zonas, el tiempo no ha sido suficiente para que se desarrolle suelo y con ello bosque, aunque el clima y la precipitación pluvial sean apropiados.

Las laderas de conos cineríticos con poca pendiente como es el caso del Volcán Acopiaco, entre otros, constituye excelentes zonas de cultivo por la fertilidad de la tierra y el clima.

El clima semifrío subhúmedo (DGG, 1982) con altitudes entre los 2000 y 3400 m, han permitido que en zonas como el Volcán Chichinautzin se desarrollen extensos bosques de oyamel constituidos por árboles altos. Sin embargo, los flujos de lava más jóvenes de este volcán se pueden diferenciar perfectamente en el campo y en las fotografías aéreas por la falta de bosque, proliferando en estos flujos, musgos y vegetación secundaria arbustiva adaptada a condiciones adversas y falta de suelo.

También hay áreas cubiertas por diferentes especies del género *pinus*, sobre todo, en las laderas de los conos cineríticos y zonas cubiertas por ceniza, proliferando principalmente entre los 2700 y 3100 m de altitud.

Entre los 1000 y 2800 m de altitud se han desarrollado bosques de pino y encino, como es el caso de los cerros que constituyen la Formación Tepoztlán.

En áreas donde ha sido eliminada la vegetación original surgen extensos pastizales.

II.4 VOLCANES MONOGENÉTICOS

El Grupo Chichinautzin está conformado principalmente por los productos eruptivos de volcanes monogenéticos. Un volcán monogenético es aquel que hace erupción durante una sola etapa, a través de una fisura o boca y construye un pequeño edificio que puede ser: a) un maar, b) un cono escoriáceo, c) un domo, d) o un volcán escudo. El conducto se considera una fisura a diferencia del vulcanismo

poligenético donde el conducto es posiblemente cilíndrico (Martin del Pozzo, 1989). El vulcanismo monogenético puede tener una duración de unos cuantos días o meses hasta decenas de años (por ejemplo 9 años de erupción del Volcán Parícutín en México entre 1943 y 1952); mientras que el vulcanismo poligenético puede presentar actividad ininterrumpida hasta por un millón de años.

Los volcanes monogenéticos tienen un sistema simple de conductos para el magma, usados solamente durante una erupción o una fase eruptiva prolongada, que puede durar varios años y ser de un mismo tipo de magma. Un volcán poligenético tiene un complejo sistema de conductos que es usado muchas veces o diferentes partes son usadas, durante espaciadas fases eruptivas.

Los conos cineríticos o conos de escoria, son pequeñas formas terrestres construidas generalmente durante erupciones estrombolianas subaéreas de magmas basálticos y andesíticos. Son muy susceptibles al intemperismo y a la erosión, porque están formados por material suelto, por lo que cambia su morfología rápidamente con el tiempo. Los conos de escoria recientes, tienen pendientes en sus laderas de 32°, conos de 1 Ma de antigüedad tienen pendientes menores a 15°; conos de 4 Ma son identificados únicamente solo por cuellos residuales, la escoria ya ha sido completamente removida (Cas, 1993).

Los conos de escoria son generalmente monogenéticos, lo más común es que se presenten como conos aislados en grandes campos volcánicos basálticos; pero también se pueden presentar agrupados en campos poligenéticos y estratovolcanes.

Los períodos de reposo en estos campos volcánicos son del orden de 10^2 a 10^3 años y pueden ser activos por 10^6 años. Existen muchos ejemplos de este tipo de campos volcánicos los cuales son ahora potencialmente activos como es el caso de la Sierra Chichinautzin. Este tipo de vulcanismo puede ser activo hasta por grandes períodos (5×10^6 años) en la misma región (Cas, 1993).

III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

III.1 GEOLOGÍA REGIONAL

III.1.1 La Faja Volcánica Transmexicana (FVT)

La Sierra Chichinautzin se encuentra localizada en el sector sureste de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT). Esta faja es una cadena montañosa de origen volcánico, con orientación general E-W y un ancho de 20 a 70 km, que se extiende aproximadamente entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte; la expresión superficial de la FVT constituye una franja irregular que se encuentra separada de la costa oriental de México, por las siguientes provincias geológicas: Macizo Ígneo de Palma Sola, Cuenca Deltaica de Veracruz y Juchateca; pero en su parte suroccidental también termina un poco antes de llegar a la costa occidental, separada de ésta, por la Faja Ignimbrítica Mexicana y por el Batolito de Jalisco (figura 2). Sin embargo, los productos volcánicos que constituyen esta faja, son muy diferentes tanto en edad como en composición y tipo (Venegas, 1985).

La actividad volcánica de la FVT ha dado lugar a un gran número de cuencas endorreicas con el consecuente desarrollo de lagos, lo que da al paisaje geomorfológico una apariencia muy característica (Morán-Zenteno, 1984).

La FVT está constituida por un gran número de conos cineríticos, maars, domos, y estratovolcanes del Terciario Tardío al Cuaternario, su composición química y mineralógica pertenece a la serie calciocalina, pero incluye algunos derrames y volcanes alcalinos. En contraste con otros cinturones volcánicos relacionados con zonas de subducción, la FVT no es paralela a la trinchera, si no que está orientada con un ángulo de 15° con respecto a ésta. Una particularidad de la FVT es la abundancia de conos de escoria y estructuras monogenéticas que superan en número a los grandes estratovolcanes (Siebe, *et al.*, 1995).

La composición petrográfica de las rocas que conforman la FVT es muy variable. Son abundantes los derrames y productos piroclásticos de composición andesítica, aunque existen numerosas unidades dacíticas y aun riodacíticas. Algunas unidades conocidas tradicionalmente como basálticas, por ejemplo el Grupo Chichinautzin, han sido consideradas como andesitas a la luz de análisis químico de muestras de roca (Mooser *et al.*, 1974). Existen además, manifestaciones locales aisladas de volcanismo riolítico reciente, como las que se localizan en los domos de la Caldera de La Primavera, en Jalisco y en el área de los Azufres, en Michoacán (Demant, 1978). Desde el punto de vista químico la FVT ha sido considerada por numerosos autores como una provincia calciocalina, caracterizada por la abundancia de andesitas y dacitas y por la relación que guardan sus contenidos de SiO₂ y Na₂O+K₂O.

La FVT está constituida principalmente por afloramientos de rocas predominantemente andesíticas de edad Plio-cuaternaria; el vulcanismo que le ha dado origen a estas rocas ha ocurrido por fisuras y aparatos centrales, generalmente

compuestos y alineados regionalmente en dirección E-W. Finalmente, esos productos han formado diversas sierras y cadenas montañosas con una orientación general también E-W, que representa la expresión fisiográfica de la FVT y constituyen el rasgo más conspicuo de ésta (Venegas, 1985). Sin embargo, algunos de los más grandes estratovolcanes están alineados en dirección N-S, perpendicular a la dirección de la trinchera. Los ejemplos más evidentes son Cofre de Perote-Pico de Orizaba-Iztaccíhuatl-Popocatepetl y Nevado de Colima-Volcán de Colima (Siebe, *et al.*, 1995).

Los cambios en composición de los focos magmáticos de la FVT, así como su diversidad química y mineralógica, posiblemente reflejan las variaciones de ángulo de subducción y de profundidad que tiene la Placa de Cocos, con la placa continental de Norteamérica. Otro parámetro significativo, es la velocidad de desplazamiento relativo entre ambas placas; estos factores geológicos han dado como consecuencia que en esta provincia se reconozcan cuando menos dos etapas mayores de vulcanismo durante el Oligoceno-Mioceno y el Plioceno-Cuaternario (Venegas *et al.*, 1985).

Demant (1978), considera que el vulcanismo de la FVT es únicamente Pliocuaternario, ya que el ciclo inferior del Oligoceno-Mioceno constituye la prolongación meridional del sistema volcánico Sierra Madre Occidental.

Desde el punto de vista geoquímico, una compilación de datos de elementos mayores en la FVT fue preparada por Pal *et al.* (1978). El resultado más importante muestra que en el occidente y centro de la FVT dominaron magmas de composición calcálcica, mientras que en la parte oriental un gran número de rocas son de carácter alcalino.

Los estudios isotópicos son escasos (Verma, 1981a, b; 1982; 1983), sin embargo, los datos isotópicos disponibles son compatibles con la derivación de magmas del manto superior con una pequeña contribución de la corteza oceánica alterada, subduciendo sedimentos o corteza continental silícea.

Verma (1985), realiza una recopilación de las hipótesis existentes acerca del origen de la FVT, siendo de lo más diversas; a continuación se mencionaran las más relevantes:

Alexander Von Humboldt (1808), es el primero en dar una explicación científica para los alineamientos de volcanes en la FVT; propuso la existencia de una corteza fracturada que disecta al continente a lo largo del paralelo 19° del Océano Atlántico al Océano Pacífico. Las características volcánicas de las Islas Revillagigedo en el Océano Pacífico 800 km al oeste de Puerto Vallarta muestran grandes fracturas. Esta hipótesis de Von Humboldt ha sido revivida con diferentes modificaciones.

Mooser y Maldonado (1961) y Mooser (1969) consideran a la FVT como una continuación de una fisura oceánica de la Dorsal del Pacífico Oriental asimilada por el continente.

Mooser (1972), propone a la FVT como una antigua fisura reactivada del basamento.

Gastil y Jensky (1973), proponen que la FVT coincide con una zona de corrimiento lateral que estuvo activa en el pasado. Según su modelo en el Cretácico Tardío y en el Terciario Temprano ocurrieron en el eje importantes desplazamientos del tipo lateral derecho, en concordancia con los movimientos observados en el oeste de Estados Unidos.

Díaz y Mooser (1972) y Robin (1982), relacionan a la FVT con una zona de "rift continental con esfuerzos distensivos que generan sistemas de grabens.

Demant (1978), considera que la FVT está formada por dos tipos de estructura volcánicas: Aquellas representadas por grandes estratovolcanes en alineaciones de orientación N-S, y las que están representadas por numerosos volcanes pequeños alineados en sentido NE-SW, desarrollados sobre fracturas de tensión. Además, descarta la presencia de una gran falla transformante debido a que la mayoría de las fracturas de la FVT son fallas normales de tensión.

Demant (1979); Pal *et al.* (1978); Negendak *et al.*, (1981) y Lomnitz (1982), consideran al vulcanismo de la FVT relacionado con la subducción.

Negendak (1972), basado en las características químicas de la FVT, supone que esta provincia calcalcalina se ha originado como resultado de la fusión parcial de los materiales de la corteza inferior, más que por la fusión parcial de la Placa de Cocos al nivel de la astenósfera.

Coney (1983), en su estudio, se refiere al movimiento de la placa de Norteamérica hacia el occidente-suroccidente en la porción norte de la FVT, mientras que hacia el sur del mismo, el país está afectado por el movimiento hacia el noreste de la Placa de Cocos. Esta interpretación, es apoyada por Sánchez-Díaz (1989), considerando un sistemas de fallas de transcurrencia con movimiento lateral izquierdo, basándose en datos paleomagnéticos determinados en rocas volcánicas del Terciario del noreste del estado de Jalisco.

La hipótesis más común y la más aceptada sobre el origen de la FVT es aquella que la relaciona a la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la Corteza continental de México, que al nivel de la astenósfera sufre fusión parcial y origina los magmas de la FVT (Mooser, 1975; Urrutia y del Castillo, 1977; Demant, 1978) (figura 3). El carácter calcalcalino de esta provincia apunala dicha hipótesis aunque la posición oblicua del eje con respecto a la Trinchera de Acapulco no resulta un rasgo típico de esta clase de fenómenos. Urrutia y del Castillo (1977) explican esta falta de paralelismo por medio de un modelo donde se muestra que la dirección de movimiento de la placas de Cocos y Americana no es perpendicular a la trinchera de Acapulco, y que en los extremos noroeste y sureste de la trinchera la Placa de Cocos se vuelve más densa, menos caliente y menos joven, así como de mayor espesor y rigidez; todo esto hace que disminuya paulatinamente el ángulo de subducción hacia el extremo sureste de la trinchera, y se origine un ángulo horizontal de 20° entre la trinchera de Acapulco y la FVT.

Nixon (1982), estima una velocidad de convergencia de 6 a 7 cm a⁻¹ y menciona que la FVT no es solo resultado de la subducción de la Placa de Cocos, si no además de la Placa de Rivera.

Al subducirse la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana se dan condiciones de presión y temperatura que producen tanto la fusión parcial de la corteza oceánica como la fusión parcial de la corteza continental. El magma puede ascender directamente desde la zona de fusión parcial de la corteza hasta la superficie como es el caso de la Sierra Chichinautzin o llegar a cámaras magmáticas intermedias y de ahí salir a la superficie, como es el caso del Popocatépetl (Cervantes y Molinero, 1995).

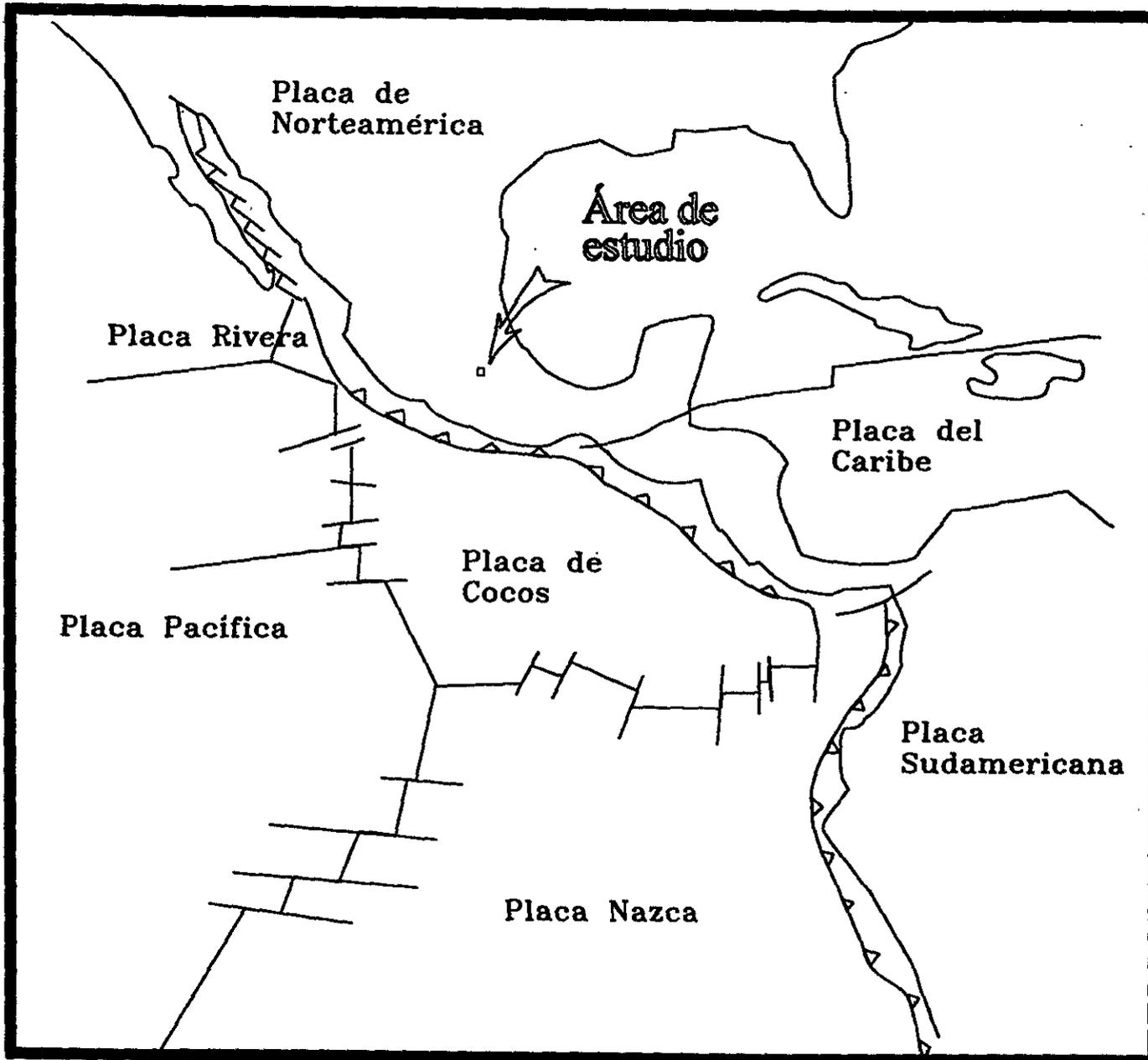


FIGURA 3 Marco Tectónico

III.1.2 La Cuenca de México

Debido a que la zona de estudio constituye el límite sur de la Cuenca de México, es necesario conocer la geología de ésta. La Cuenca de México, tiene una superficie aproximada de 9600 km², presenta un contorno irregular de forma alargada con una longitud de 148 km, desde la Sierra de la Cruces al suroeste, hasta la Sierra de Pachuca al noreste, atravesando al lago de Texcoco; la zona más angosta comprende la porción meridional de la región, desde la Sierra de Tezontlalpan al noroeste hasta el cerro Tláloc al sureste, su longitud es de unos 65 km. Está limitada al norte por la Sierra de Tezontlalpan y de Pachuca; al sur por la Sierra del Ajusco y Chichinautzin; al oriente por la Sierras Nevada, Río Frío y Calpulalpan, y al poniente por la Sierra de las Cruces y de Tepozotlán. La secuencia estratigráfica de la Cuenca de México consiste de rocas volcánicas, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Terciario y del Cuaternario, que sobreyacen discordantemente a rocas calcáreas y calcáreo arcillosas del Cretácico. Las rocas marinas del Cretácico son el basamento de la secuencia volcánica y sedimentaria continental del Terciario y del Cuaternario. Al pie de las Sierras que circundan a la Cuenca de México se formaron abanicos aluviales y lahares, intercalados con capas de pómez, cenizas, suelos, gravas y arenas de origen fluvial; a todo este complejo volcánico-sedimentario, se le conoce como Formación Tarango (Aguayo *et al.*, 1989), posteriormente otros autores la han redefinido y subdividido en varios miembros de acuerdo a la naturaleza de su composición.

Hacia el suroeste de la Ciudad de México la Formación Tarango se encuentra cubierta por lavas del Grupo Chichinautzin, pertenecientes a los derrames del Xictle en la zona del Pedregal de San Ángel.

Debido a que las capas inferiores de la Formación Tarango sobreyacen y en parte, se interdigitan con los derrames de la secuencia volcánica de la Sierra de Las Cruces se le asigna al Plioceno Tardío. Por otra parte, las cenizas superiores están en contacto con las primeras emisiones volcánicas de la Sierra Chichinautzin, por lo que la secuencia superior de la Formación Tarango puede corresponder al Plio-Pleistoceno (Aguayo *et al.*, 1989).

III.2 ESTUDIOS PREVIOS

Alexander Von Humboldt (1826), fue uno de los primeros en hacer una descripción geomorfológica de la Cuenca de México; mencionó con particular interés los fenómenos volcánicos y los problemas hidrológicos de la misma. Félix y Lenk (1890), hicieron los primeros estudios geoquímicos de las rocas volcánicas del área.

Fries (1960), colabora en la organización de varias excursiones geológicas y estudia con mayor detalle la geología del Estado de Morelos y regiones colindantes con el D.F. Dentro de estos estudios, reconoce la importancia de las rocas volcánicas Cuaternarias definiendo al Grupo Chichinautzin y realizando la cartografía de la Cuenca de México.

Schlaepfer (1968), realiza un mapa geológico escala 1: 100 000, el cual abarca parte del Distrito Federal y de los estados de México y Morelos; en este trabajo, las

rocas que constituyen a la Sierra Chichinautzin son tratadas como formación sin ninguna subdivisión.

Mooser (1963,1975), describe de diferentes maneras la formación de la Cuenca de México, llegando a la conclusión de que hubo 7 fases de vulcanismo: de las cuales la séptima fase culminó con la construcción de la Sierra Chichinautzin durante el Cuaternario Tardío.

Mooser, *et al.* (1974), hacen una investigación paleomagnética en rocas terciarias y cuaternarias del Valle de México y sugieren que las fases eruptivas de Guadalupe y Chichinautzin fueron probablemente de corta duración (< 1 Ma) y que el Grupo Chichinautzin se formó en los últimos 700000 años. Señalan que la actividad volcánica que inició en el Oligoceno y que ha continuado hasta el Presente, ha sido esencialmente andesítica.

Bloomfield (1975), realiza estudios en el extremo occidental del Grupo Chichinautzin, que incluyen análisis petrográficos, geomorfológicos, geoquímicos y estratigráficos en esta zona. Con base en parámetros geomorfológicos establece edades relativas para algunos conos y lavas. Menciona que las rocas de esta área son esencialmente andesitas, aunque algunas se podrían clasificar como basaltos alcalinos y dacitas, encontrando edades de 8390 ± 100 a 40000 años.

Lugo-Hubp (1970,1984), hace un estudio geomorfológico de los conos volcánicos del sur de la Cuenca de México explicando los procesos morfogenéticos (endógenos y exógenos) presentes, cuya relación compleja da como resultado las cadenas montañosas volcánicas y sus piedemontes que delimitan una planicie lacustre que ha evolucionado en el tiempo geológico.

Herrero y Verma (1978), hacen un estudio paleomagnético de 113 muestras orientadas, colectadas en 15 localidades de la Sierra Chichinautzin, algunas de estas localidades son: Juchitepec, Ajusco, Parres y Milpa Alta, todas las rocas analizadas resultaron con direcciones de magnetización remanente de polaridad normal perteneciente a la época de magnetización Bruhnes, lo que evidencia que la Sierra Chichinautzin es un grupo volcánico joven, menor a 0.69 Ma. Hay que hacer notar que la nueva calibración para la época Bruhnes de polaridad normal es de 0.78 Ma (Maukinen y Dalrymple, 1979), pero si se toma en cuenta la morfología se puede ver que el Grupo Chichinautzin es mucho más joven que esta edad.

Scandone (1979), evalúa el riesgo volcánico al sur de la Ciudad de México, calculando una tasa de erupción de 10^{-13} erupciones/año, para la parte sur del Valle de México, por lo que propone evitar la expansión de la Ciudad de México hacia el área de la Sierra Chichinautzin.

Martin del Pozzo (1980, 1982 y 1989), estudia 146 volcanes monogenéticos Cuaternarios al sur de la Ciudad de México, correspondientes a la Sierra Chichinautzin y divide a la Formación Chichinautzin (nótese que trata a las rocas de la Sierra Chichinautzin como Formación) en 5 unidades morfoestratigráficas. La división la hace con base en características geomorfológicas y calibración radiométrica.

Verma (1981b), con base en un estudio geoquímico e isotópico de rocas de la Sierra Chichinautzin clasifica a estas rocas como basaltos de olivino y andesitas. Además las relaciones isotópicas indican una similitud con rocas volcánicas de isla oceánica.

Delgado y Martin del Pozzo (1993), determinaron la estratigrafía de una pequeña área volcánica al sur de la Ciudad de México. Consideran que entre el

Plioceno Tardío y el Holoceno ocurrieron 3 Períodos eruptivos diferentes, estos períodos son del más antiguo al más joven: a) Período Eruptivo Las Cruces (Plioceno Tardío-Plioceno Temprano) caracterizado por actividad volcánica poligenética que da lugar a grandes estratovolcanes; b) Período eruptivo Ajusco (Pleistoceno Tardío) caracterizado por volcanes de menor tamaño como el Ajusco y el emplazamiento de domos andesíticos; y c) Período eruptivo Chichinautzin (Pleistoceno Tardío-Holoceno), con actividad primordialmente estromboliana y volcanismo monogenético.

Cervantes y Molinero (1995), hacen un estudio de la Formación Xictle, dividiéndola en 2 miembros y obteniendo una edad de 2025 ± 55 años.

III.3 PETROGRAFÍA

Muestras del Grupo Chichinautzin fueron clasificadas como andesitas de labradorita pigeonita por Schlaepfer (1968); Negendank (1972) concluye que el volcanismo basáltico de la Sierra Chichinautzin es realmente de carácter andesítico; por su parte Bloomfield (1975), al analizar rocas del poniente de Zempoala, identifica en la Sierra Chichinautzin esencialmente andesitas calcialcalinas, en algunos extremos basaltos alcalinos y dacitas. Los basaltos, andesitas básicas y andesitas calcialcalinas del Cuaternario en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana son el resultado de la contaminación del manto por fluidos derivados de la placa oceánica (Robin, 1982). Sin embargo, relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y contenidos de elementos traza en rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin, implican magmas originados por fusión parcial del manto, influidos en su evolución por corteza continental siálica (Verma y Armienta, 1985).

Los depósitos piroclásticos y lávicos del Grupo Chichinautzin, son calcialcalinos, principalmente basaltos y andesitas, el contenido de olivino normativo es corroborado por la presencia de fenocristales de olivino; las bajas concentraciones de SiO_2 (47-64%) e I.D. (37 a 63), indican poca evolución magmática; la poca diferenciación se puede explicar por procesos de fraccionamiento líquido cristal, en donde la cristalización inicial de fenocristales de olivino, causa un decremento de sílice en el líquido residual (Vázquez-Sánchez, 1989).

En este trabajo se hizo el estudio tanto megascópico como petrográfico en lámina delgadas de 50 muestras de roca pertenecientes a los derrames más representativos de la zona de estudio, para conocer la composición y clasificación de las unidades definidas. En el apéndice petrográfico se puede consultar el estudio detallado de cada muestra y ver su localización en el mapa geológico anexo.

A pesar de que existen varios criterios para diferenciar una andesita de un basalto como son el índice de color, presencia de olivino, porcentaje de SiO_2 , etc., en este trabajo las muestras se han clasificado de acuerdo con Streckisen (1973) basándose principalmente en el porcentaje de anortita de las plagioclasas y el índice de color, para determinar si la roca es andesita o basalto; considerando, que para que una roca sea considerada basalto, debe contener principalmente plagioclasas ricas en calcio como bitownita-labradorita; y para que sea considerada andesita debe contener plagioclasas como oligoclasa-andesina.

Es común que en campo las muestras se clasifiquen simplemente como basaltos al observar el color negro o gris oscuro y el olivino, sin embargo al estudiar detalladamente las láminas delgadas al microscopio, en algunas de ellas las plagioclasas no son ricas en anortita sino de composición intermedia (oligoclasa andesina) aunque contengan olivino; en estos casos se utilizó el término andesita basáltica.

En el Grupo Chichinautzin, megascópicamente, las muestras varían de afaníticas a porfíricas con diferentes grados de vesicularidad, su color varía de gris claro a negro. La mayoría de las rocas son porfíricas y los fenocristales son de olivino de 1-3 mm de longitud; piroxenos y/o plagioclasas, sobresaliendo algunas plagioclasas que llegan a medir hasta 2 cm constituyendo megafenocristales, dentro de una matriz microcristalina de microlitos de plagioclasa.

En el estudio de las láminas delgadas es común encontrar en los fenocristales de olivino inclusiones de minerales opacos. El olivino, plagioclasa, augita e hiperstena se presentan ya sea como fenocristales o formando parte de la matriz junto con los microlitos de plagioclasa.

Las texturas más comunes en lámina delgada son la microporfírica y porfírica, traquítica y esqueletal en las plagioclasas. En algunas rocas predomina el olivino acompañado de piroxenos o viceversa. Obviamente el mineral más abundante es la plagioclasa ya sea como macro, feno o megafenocristales, pero siempre formando parte de la matriz microlítica. Los minerales intergranulares son piroxenos, magnetita y otros opacos, en ocasiones vidrio.

IV. ESTRATIGRAFÍA

En la región, la base de la columna estratigráfica está conformada por la Formación Morelos y Cuautla de edad Mesozoica y origen marino, cubiertas discordantemente por el Grupo Balsas. Estas unidades constituyen el basamento local de las rocas volcánicas Cenozoicas como la Formación Tepoztlán y el Grupo Chichinautzin que son descritas más adelante (Figura 4).

IV.1 MESOZOICO

IV.1.1 Formación Morelos

El nombre de Formación Morelos se propuso para una gruesa sucesión de caliza y dolomita de edad Albiana-Cenomaniana que aflora en Morelos y los estados de México y Guerrero (Fries, 1960).

La Formación Morelos consta predominantemente de una sucesión de capas de calizas y dolomías interestratificadas, los planos de estratificación representan contactos bien definidos entre las capas dolomitizadas y las no dolomitizadas. El pedernal es abundante en ciertas partes de esta formación, en pocas capas falta alguna forma de sílice. Gran parte del pedernal aparece en forma de nódulos irregulares, nudosos y cordados, sobre los planos de estratificación, formando algunos de ellos, lentes tabulares de varios metros de largo. El pedernal también se presenta en calizas de foraminíferos, de rudistas y otros pelecípodos y gasterópodos.

En la región cartografiada, la Formación Morelos aflora aproximadamente a 2.5 km al sur de Tepoztlán, donde la formación desaparece por debajo de la Formación Tepoztlán suprayacente, en esta zona las calizas varían texturalmente de mudstone a boundstone predominando marcadamente los grainstone. Los aloquímicos que constituyen estas calizas son principalmente caparazones de foraminíferos y materiales biógenos fragmentados y desgastados. Están presentes también algunos interstratos de rudistas, de gasterópodos y de ostras .

La formación representa la acumulación de partículas calcáreas por precipitación esencialmente *in situ*, acompañada y seguida por la aglutinación, retrabajo y redistribución de los aloquímicos, casi sin adición o mezcla de material terrígeno.

En la parte central del Estado de Morelos el espesor probablemente llega cuando menos a 900 m, siendo desconocida la cifra exacta porque no está expuesta la base.

Movimientos tectónicos asociados a la Orogenia Laramide, comprimieron la Formación Morelos en pliegues orientados casi al norte y las rocas fueron fracturadas en grado variable de uno a otro lugar.

ERA		PERÍODO		ÁREA TEPOZTLÁN	ÁREA MILPA ALTA	HOJA CUERNAVACA	HOJA MÉXICO	ÁREA AJUSCO	
		ÉPOCA	M.A.	ESTE TRABAJO, 1998	MARTIN DEL POZZO, 1980	FRIES, 1960	SCHLAEPFER, 1968	MODIFICADO DE DELGADO Y MARTIN 1993	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	0.01	ALUVIÓN	ALUVIÓN	ALUVIÓN	FORMACIÓN CHICHINAUTZIN	ALUVIÓN	
		PLEISTOCENO		TARDÍO	GRUPO CHICHINAUTZIN	FORMACIÓN CHICHINAUTZIN	GRUPO CHICHINAUTZIN	FORMACIÓN CHICHINAUTZIN	GRUPO CHICHINAUTZIN
				MEDIO				RIODACITA, POPOCATEPETI	FORMACIÓN AJUSCO?
				TEMPRANO				ALUVIÓN	FORMACIÓN AJUSCO?
	TERCIARIO	PLIOCENO	1.6		ANDESITA AJUSCO	FORMACIÓN CUERNAVACA	MATERIAL CLÁSICO	FORMACIÓN TARANGO	FORMACIÓN LAS CRUCES
		MIOCENO	5.3	FORMACIÓN TEPOZTLÁN	ANDESITA ZEMPOALA	FORMACIÓN LAS CRUCES	ANDESITA ZEMPOALA	FM. LAS CRUCES	
						FORMACIÓN TEPOZTLÁN	FORMACIÓN TEPOZTLÁN	FM. AJUSCO	
		OLIGOCENO	23.7	FORMACIÓN LAS CRUCES	FORMACIÓN LAS CRUCES	RIOLITA TILZAPOTLA	FORMACIÓN TEPOZTLÁN	FM. ZEMPOALA	FORMACIÓN TEPOZTLÁN
							ROCAS VOLCÁNICAS	FM. IZTA-CCHUATL	
		EOCENO	36.6	GRUPO BALSAS	GRUPO BALSAS	GRUPO BALSAS	GRUPO BALSAS	FM. TLÁLOC	
		PALEOCENO	57.8						
		CRETÁCICO	TARDÍO	66.4	FORMACIÓN CUAUTLA	FORMACIÓN CUAUTLA	FORMACIÓN MEZCALA	FORMACIÓN CUAUTLA	
TEMPRANO	97.5		FORMACIÓN MORELOS	FORMACIÓN MORELOS	FORMACIÓN MORELOS	FORMACIÓN MORELOS			
		144							



Período de ...

IV.2.2 Formación Cuautla.

Esta Formación fue propuesta por Fries (1960), quién reconoció facies de cuenca, de banco y de litoral del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. La facies de banco es la que predomina en esta región y aflora al sur de la Sierra de Tepoztlán.

El nombre de Formación Cuautla se ha tomado de la Ciudad de Cuautla y se propone para las exposiciones excelentes de caliza en las serranías bajas situadas hacia el poniente de esta ciudad. Esta Formación consta de tres facies principales que son: (1) una sucesión gruesa de capas calizas de estratificación mediana a gruesa del tipo banco calcáreo (esta facies es la que aflora en la zona de estudio); (2) una sucesión de estratos de calizas laminadas de estratificación delgada a mediana y (3) una sucesión muy delgada de estratos de caliza clástica de estratificación delgada a mediana (Fries, 1960).

Las calizas de la Formación Cuautla que afloran al sur de Tepoztlán son generalmente de color gris claro a gris oscuro con estratificación gruesa o masiva predominando esta última, texturalmente varían de mudstone a grainstone con foraminíferos (muestra AC-1). El pedernal se presenta en forma de lentes y nódulos; son abundantes en los planos de estratificación; biostromas de rudistas, de corales y de gasterópodos silicificados que se presentan en abundancia (Haro, 1985).

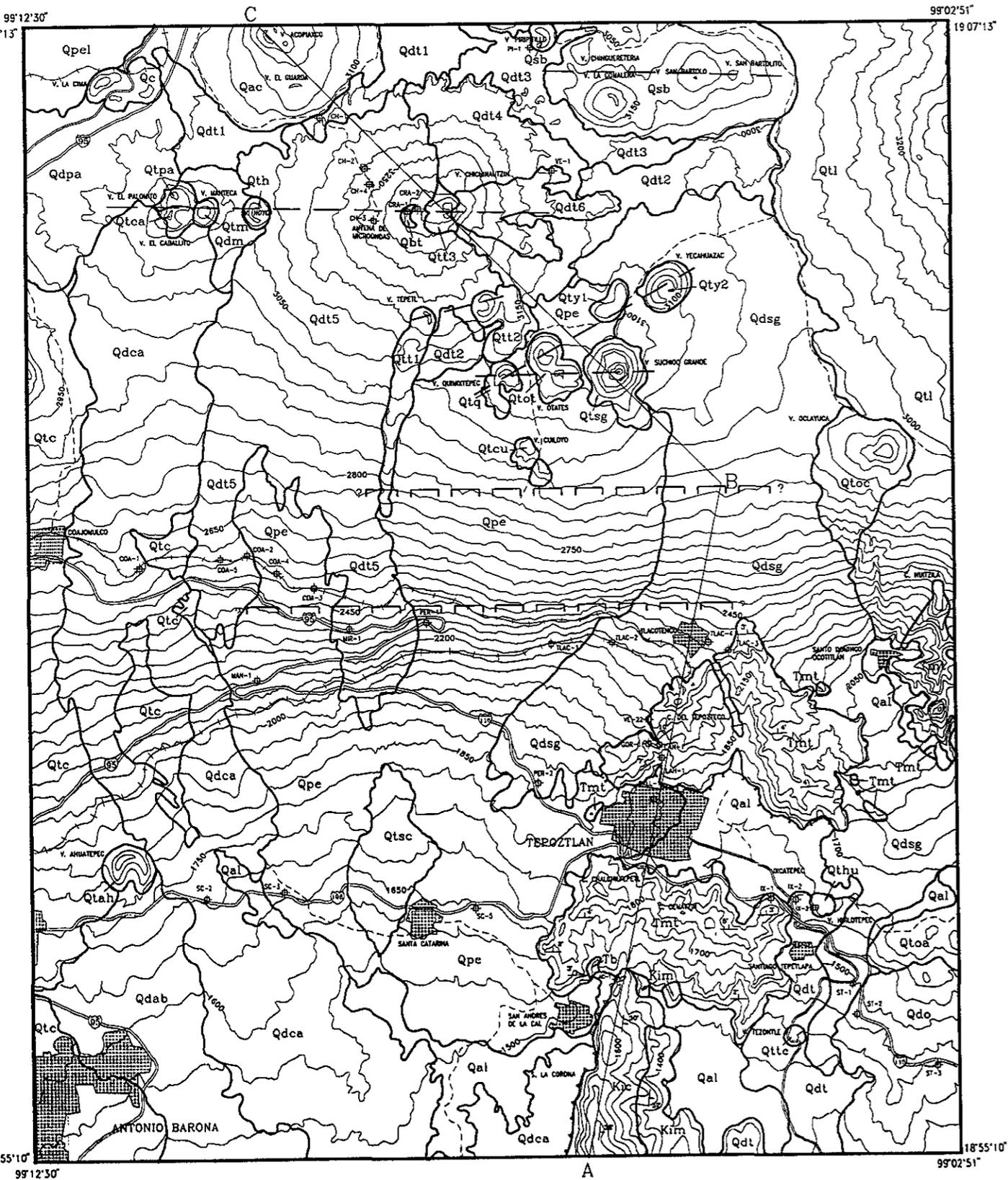
La Formación Cuautla se distribuye siguiendo contactos similares a la Formación Morelos y descansa discordantemente sobre ésta, en algunos lugares se presentan capas clásticas derivadas de la erosión subaérea de la Formación Morelos, incluyendo granos de diversos colores, texturas y composición, desde caliza con foraminíferos hasta dolomita cristalina negra, así como capas arcillosas. Su espesor máximo es de unos 750 m.

Los sondeos de sísmica de reflexión (Pérez-Cruz, 1988) indican que la cima de esta unidad, se encuentra ampliamente distribuida en el subsuelo del sector meridional de la Cuenca de México; algunos pozos como el Mixhuca-1 y Tulyehualco-1, (PEMEX 1988) cortaron a la Formación Cuautla. En el pozo Mixhuca-1 se encontraron rocas carbonatadas a 700 m de profundidad (Cardona y Hernández, 1995).

IV.2 CENOZOICO

IV.2.1 Grupo Balsas

En la zona de estudio el Grupo Balsas aflora únicamente al norte de San Andrés de la Cal, este afloramiento tiene forma semicircular, es de pequeñas dimensiones y lo forman principalmente capas limosas que tienen un echado de 7° hacia el norte. Incluye clastos muy diversos como son: conglomerado calcáreo, conglomerado volcánico, arenisca tobácea, calcedonia, limolita tobácea y arcilla, así como brechas y tobas volcánicas interestratificadas. Algunas capas están bien consolidadas mientras que otras casi no muestran endurecimiento. La matriz está formada por arena, limo y arcilla de tonos verdosos, rojizos o parduscos, con óxidos ferrosos y calcita como elementos cementantes. El color general es rojo ladrillo, pero algunas capas son



COLUMNA GEOLÓGICA

- ALUVIÓN.....(Qal)
- FORMACIÓN TEPETL
 - DERRAME TEPETL 6.....(Qd6)
 - DERRAME TEPETL 5.....(Qd5)
 - DERRAME TEPETL 4.....(Qd4)
 - DERRAME TEPETL 3.....(Qd3)
 - TEFRA TEPETL 3.....(Qt3)
 - BASALTO TEPETL.....(Qb1)
 - TEFRA TEPETL 2.....(Qt2)
 - TEFRA TEPETL 1.....(Qt1)
 - DERRAME TEPETL 2.....(Qd2)
 - DERRAME TEPETL 1.....(Qd1)
- FORMACIÓN PELADO.....(Qpel)
- FORMACIÓN PALOMITO
 - DERRAME MANTECA.....(Qdm)
 - TEFRA MANTECA.....(Qtm)
 - DERRAME PALOMITO.....(Qdp)
 - TEFRA PALOMITO.....(Qtp)
 - DERRAME CABALLITO.....(Qdc)
 - TEFRA CABALLITO.....(Qtc)
 - TEFRA HOYO.....(Qth)
- FORMACIÓN SUCHIÓ GRANDE
 - DERRAME SUCHIÓ GRANDE.....(Qdsg)
 - TEFRA SUCHIÓ GRANDE.....(Qts)
- FORMACIÓN TLALOC.....(Qtl)
- FORMACIÓN OTATES
 - TEFRA YECAHUAZAC 2.....(Qy2)
 - TEFRA OTATES.....(Qot)
 - TEFRA YECAHUAZAC 1.....(Qy1)
 - DERRAME LA PERA.....(Qpa)
- FORMACIÓN TRES CUMBRES.....(Qtc)
- FORMACIÓN TEPETLAPA
 - DERRAME OACALCO.....(Qdo)
 - TEFRA OACALCO.....(Qto)
 - TEFRA HULOTEPEC.....(Qth)
 - DERRAME TEPETLAPA.....(Qdt)
 - TEFRA TEZONTLE.....(Qte)
- FORMACIÓN SAN BARTOLO.....(Qsb)
- FORMACIÓN ANTONIO BARONA
 - DERRAME ANTONIO BARONA.....(Qdab)
 - TEFRA AHUATEPEC.....(Qah)
- FORMACIÓN LA CIMA.....(Qca)
- FORMACIÓN CUILOYO
 - TEFRA QUIMIXTEPEC.....(Qta)
 - TEFRA CUILOYO.....(Qtcu)
- TEFRA SANTA CATERINA.....(Qsc)
- FORMACIÓN ACOPIAXCO.....(Qac)
- TEFRA OCLAYUCA.....(Qoc)
- FORMACIÓN TEPOZTLÁN.....(Tml)
- GRUPO BALSAS.....(Tb)
- FORMACIÓN CUAUTLA.....(Kic)
- FORMACIÓN MORELOS.....(Ktm)

SIMBOLOGÍA

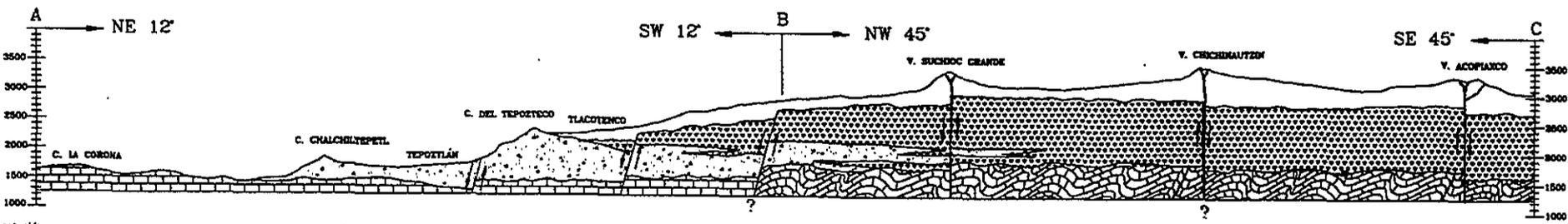
- CARRÉTERA
- VÍA FÉRREA
- BRECHA
- CURVA DE NIVEL
- POBLADO
- CONTACTO GEOLÓGICO
- PUNTO DE MUESTREO
- RUMBO E INCLINACIÓN DE ESTRATOS
- FALLA INVERSA
- ALINEACIÓN DE VOLCANES
- FALLA INFERIDA



UNAM FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS DE LICENCIATURA CARTOGRAFÍA GEOLOGICA Y ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO CHICHINAUTZIN. EN EL ÁREA DE TEPOZTLÁN MOR.	
TÍTULO: MAPA GEOLÓGICO	1998
AUTORA: AVILA BRAVO VERONICA	

SECCION GEOLÓGICA A-B-C

SIERRA DE CHICHINAUTZIN



altitud en m.

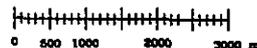
SIMBOLOGÍA

 GRUPO CHICHINAUTZIN

FORMACION TEPOZTLÁN

 ROCAS TERCIARIAS VOLCÁNICAS INDIFERENCIADAS

 FORMACIONES CRETÁICAS



ESCALA

UNAM FACULTAD DE INGENIERÍA

TESIS DE LICENCIATURA: CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO CHICHINAUTZIN EN EL ÁREA DE TEPOZTLÁN MOR.

TÍTULO: CORTE GEOLÓGICO INFERIDO A-B-C

AUTORA: AVILA BRAVO VERÓNICA. 1988

parduzcas o amarillentas. Algunos autores como Haro (1985), suponen que este afloramiento de San Andrés de la Cal pertenece a la parte basal de la Formación Tepoztlán.

Los estratos individuales varían de espesor desde unos cuantos centímetros hasta un metro o más y aparecen interestratificados con arcilla o limo en ciertas partes de estos cuerpos lenticulares.

El grupo difícilmente se distingue en las fotografías aéreas de la Formación Tepoztlán y no puede identificarse por la inspección de fotografías sin recurrir a los datos de campo.

Al sureste, de la zona de estudio, el Grupo Balsas aflora en el Poblado de Lázaro Cárdenas, el afloramiento es de forma semicircular y tiene unos 300 m de largo por 400 m de ancho; la población antes mencionada prácticamente está asentada sobre el Grupo Balsas, por lo que las posibilidades de observar dicha unidad son casi nulas (Haro, 1985).

El Grupo Balsas representa a las rocas Terciarias más antiguas que descansan en discordancia angular y erosional encima de todas las rocas Cretácicas y pre Cretácicas de la región (Fries, 1960).

La edad del Grupo Balsas fue considerada como Eoceno Medio-Oligoceno Temprano con base en datos obtenidos por el método plomo-alfa, (Fries, 1960 y De Cserna *et al.*, 1974). Esta edad fue modificada por De Cserna y Fries (1981) y sugieren una edad Paleoceno-Oligoceno, basado en datos K-Ar de la Riolita Tizapotla, que descansa sobre el Grupo Balsas cerca de Taxco, Gro.

IV.2.2 Formación Tepoztlán (T_{ml})

Desde épocas prehispánicas los cerros que constituyen la Formación Tepoztlán han sido relacionados con aspectos místicos y religiosos; Tepoztlán, es una palabra de origen indígena que significa literalmente "lugar del cobre"; otras acepciones son "lugar de piedras quebradas" o "lugar de hachas". El Cerro del Tepozteco ha sido de principal interés religioso para los antiguos habitantes de la región. Tepozteco es una corrupción del vocablo *Tepoztécatl*, es el gentilicio del lugar y es el nombre dado a uno de los dioses del pulque en el México prehispánico. A este dios fue dedicado el templo que ahora se conoce como Casa del Tepozteco, el cual se erige en el cerro del mismo nombre, fue construido en el Postclásico Tardío, en los tiempos en que el asentamiento de Tepoztlán (cubierto por el poblado actual) ya había sido conquistado por los aztecas. Las investigaciones sobre el sitio son escasas, sin embargo se sabe que fue ocupado desde el Período Preclásico hasta el Postclásico.

El templo fue construido durante la época de predominio mexicana y por lo tanto, bajo los patrones arquitectónicos aztecas. Este hecho se demuestra no sólo en apariencia, sino por el hallazgo, entre el material derrumbado del cuerpo inferior, de dos lápidas esculpidas que relacionan su construcción con el reinado del gobernante mexicano *Ahuizotl* entre 1486 y 1502. Este templo sería, hasta la conquista del área por los españoles, un importante lugar de culto, visitado por peregrinos de regiones tan distantes como Chiapas y Guatemala.

En el templo se localizaba, sobre un pedestal, una estela o lápida con la representación de *Tepoztécatl*, todavía a mediados del siglo XVI esta figura se encontraba en su lugar original y al parecer era objeto de culto por los indígenas; debido a ello, el fraile dominico de la Asunción la desbarrancó. Un fragmento de esta estela fue encontrado en el camino que conduce de Tepoztlán al templo y ahora se haya en el Museo Regional de Cuernavaca. En el se observa el rostro de Tepoztécatl (Solanes y Vega, 1991).

Los trabajos geológicos sobre la Formación Tepoztlán son escasos y generalmente están incluidos en trabajos de geología regional. En 1918, Wittch describe los cerros que rodean a Tepoztlán, este autor consideró que están constituidos por material volcánico, tobas y brechas. A la misma conclusión llega Ordoñez (1937), pero supone que los cerros de Tepoztlán descansan sobre andesitas que probablemente proceden de las erupciones que dieron origen al Cerro de Xochitepec. Lozano (1953), describe los procesos erosivos en la zona y clasifica como brechas ígneas a las rocas que constituyen a los cerros de Tepoztlán atribuyéndolos a los volcanes que están en la zona.

Fries (1960), propone el nombre de Formación Tepoztlán, para los afloramientos cercanos al pueblo de este nombre, notando los contrastes presentes en la topografía desarrollada, ya que difiere notablemente de la mayoría de las rocas volcánicas y sedimentarias de la región, además están mejor desarrollados los acantilados escalonados y la disección ha cortado profundamente esta Formación, por lo tanto exhibe la topografía más accidentada y acantilada que se observa en la región, producida por fallamientos normales orientados N 65° E, N 60° W y E-W y por la naturaleza del material; distinguiendo dos tipos de depósitos ".....algunas capas tienen sus componentes mal clasificados (inequigranulares) y pueden representar corrientes de lodo o lahares, pero otros contienen lentes de arena y grava mucho mejor clasificadas, con estratificación cruzada atestiguando un depósito por corrientes de agua". Para este autor, la Formación Tepoztlán también representa la facies austral de la Formación Xochitepec y asigna una edad de Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano.

Mooser (1975), señala que el drenaje de la Cuenca de México se efectuaba hacia esta zona antes del hundimiento de la Cuenca. Ochoterena (1978) interpreta al Tepozteco como un relicto de erosión de la parte media de un cono de deyección formado durante el Plioceno Temprano por aguas broncas provenientes de la vertiente sur de la Cuenca de México. Lugo-Hubp (1984), considera que la Sierra de Tepoztlán es esencialmente de origen volcánico-acumulativo.

Haro (1985), estudia la Formación Tepoztlán y propone que ésta fue depositada durante el Mioceno-Plioceno Temprano, en una serie de ciclos repetitivos que variaron en intensidad y duración compuestos de tres etapas: Etapa de Actividad Volcánico-Lahárica, Etapa de Construcción del Abanico y Etapa de Ramificación. Este autor considera que la Formación Tepoztlán está constituida por tobas y brechas de origen volcánico, lahares de baja y alta concentración de grano y sedimentos de origen fluvial y propone que la fuente de suministro de la Formación Tepoztlán es el Centro Volcánico Zempoala. La distribución vertical de los sedimentos le permite el reconocimiento de tres unidades:

Unidad Volcánico-Lahárica: Es la más antigua y consiste de una gruesa secuencia de capas alternantes de lahares de baja concentración de grano, tobas y brechas de

origen volcánico y sedimentos de origen fluvial, siendo los más representativos los lahares de baja concentración de grano, se considera como límite superior de la unidad a los lahares de alta concentración de grano.

Unidad Fluvio-Lahárica: Sobreyace a la unidad volcánico lahárica y dicha unidad se caracteriza por la ausencia total de brechas de origen volcánico y por la presencia de depósitos de origen fluvial y de lahares de alta concentración de grano. Los lahares de baja concentración de grano, tobas con gradación y lahares calientes están restringidos a la parte superior de esta unidad.

Unidad Lahárico-Volcánica: Es la más joven de la Formación y se encuentra constituida por lahares de baja y alta concentración de grano, tobas y depósitos de origen fluvial.

La diferencia entre los lahares de alta y baja concentración, está dada por el tamaño de las partículas que constituyen la matriz, en el caso de los lahares de alta concentración de grano la matriz está constituida por partículas del tamaño de guijas finas a arcilla, mientras que en los lahares de baja concentración de grano el tamaño de las partículas es de arena fina a arcilla.

Durante los trabajos de campo se midió una unidad en el Cerro del Tepozteco para tener un mejor control de la secuencia y conocer sus distintas expresiones; en la que se pueden consultar con mayor detalle sus características (ver apéndice B, columna geológica del Tepozteco). La columna medida es incompleta porque en el Cerro del Tepozteco no aflora la parte basal de esta Formación Tepoztlán y tampoco la cima porque esta erosionada.

En el área de estudio la Formación Tepoztlán esta formada por una secuencia de estratos de espesores que varían desde 2 cm hasta 10 m, en éstos se observan distintos tipos de depósitos, acumulados por procesos diferentes.

La mayor parte de los estratos están muy bien consolidados, cementados y bien endurecidos incluso la matriz está solidificada, sobre todo aquellos asociados a depósitos de lahares; sin embargo algunos depósitos son deleznable y poco consolidados.

Los componentes de los estratos con mala clasificación varían de angulosos a subangulosos, mientras que los que tienen una mejor clasificación son de preferencia subredondeados y redondeados.

Los depósitos de lahar se caracterizan por presentar un espesor constante, están muy mal clasificados, los clastos son de angulosos a subangulosos y pueden llegar a medir hasta 1 m o más, pero en promedio miden 10 cm, los clastos están imbricados, la matriz es de arena gruesa hasta arcilla; no se presentan cambios significativos en redondez, clasificación y tamaño de grano en forma vertical ni lateral, a veces presentan gradación normal o invertida; la superficie sobre la que se depositaron no esta erosionada. Aunque abundan los depósitos de lahar no son los únicos; otros depósitos son de origen fluvial en ellos se observan estructuras propias de estos depósitos, como laminaciones paralelas y cruzadas, lentes de arena y grava, relleno de canales, conglomerados subredondeados a redondeados, acuñamiento de estratos, cambios significativos en granulometría y acomodo de los clastos en forma vertical y horizontal (ver apéndice B, columna geológica del Tepozteco).

También están presentes flujos piroclásticos e ignimbritas formando grandes espesores, principalmente de ceniza y lapilli (muestra LAH-1) donde se pueden observar estructuras de impacto, laminaciones, etc., características de estos depósitos.

Los clastos de los depósitos de lahar, fluviales y piroclásticos que constituyen a la Formación Tepoztlán tienen ligeras variaciones en composición, abundando los fragmentos andesíticos y dacíticos que presentan distintas coloraciones: gris, roja, rosa y verde debido al tipo y grado de alteración, siendo característica la presencia de fenocristales de plagioclasa y hornblenda con microfenocristales de clino y ortopiroxenos, a veces microcristales de cuarzo redondeado dentro de una matriz alterada microcristalina de microlitos de plagioclasa. En la mayoría de los casos las plagioclasas se encuentran completamente alteradas a sericita y las hornblendas alteradas a limonita (muestras IX-1, CLAS-2, CLAS-3, CLAS-4, CLAS-5, CLAS-6).

La ausencia de suelo entre los horizontes de esta secuencia evidencia depósito constante.

En la localidad de Oacalco al sureste de la zona de estudio, la base de la Formación Tepoztlán descansa concordantemente sobre capas de limo rojizo con interstratos de yeso color pardo oscuro y de yeso arcilloso rojizo y verdoso, que contiene pedernal y calizas lacustres, todo perteneciente al Grupo Balsas.

En localidades como la Barranca de Tepexi (cerca de Oaxtepec) se encontraron secuencias de tobas e ignimbritas y depósitos piroclásticos que pertenecen también a la parte basal de la Formación Tepoztlán. Esta Barranca muestra excelentes afloramientos; la parte inferior de la secuencia presenta estratos de 80 cm en promedio de espesor con clastos subredondeados de fragmentos de andesitas de hornblenda de distintas coloraciones, rojizas, pardas, violáceas, sin ninguna orientación preferencial de 1 hasta 25 cm, embebidos en una matriz bien clasificada del tamaño de arena gruesa a media de color verde; sobreyace a este depósito una toba color verde bien clasificada del tamaño de arena fina a media que contiene fragmentos angulosos de andesita y plagioclasa bien consolidada; hacia la cima de la secuencia hay flujos de ignimbritas de color rojizo, con fragmentos angulosos de roca afanítica color verde que presentan texturas de flujo.

En la localidad de San Sebastián La Cañada (al norte de Tlayacapan) también se observan importantes espesores de esta unidad; aproximadamente 30 m de espesor de tobas rojas con fragmentos angulosos de andesita embebidos en una matriz roja del tamaño de arena gruesa, pertenecientes también a esta unidad.

Las descripciones anteriores y la sección levantada en el Cerro del Tepozteco muestran la diversidad de depósitos que constituyen a la Formación Tepoztlán y sus distintos orígenes.

En el Cerro del Tepozteco se encontraron diques que intrusionan a la Formación Tepoztlán formando cuerpos semitabulares casi verticales con rumbo variable, que tienen una expresión morfológica notable observable en fotografía aérea. Hay fracturas que están asociadas a estos diques, incluso algunos acantilados están delimitados por éstos, debido a que ofrecen mayor resistencia al intemperismo y la erosión. Estos diques varían en orientación y espesor de 3 hasta 50 m. Están constituidos por andesitas y andesitas de hiperstena, (muestras TLAC-3, GOR-1, GOR-2, GOR-3, GOR-4, ARR-1, VE-2200) petrográficamente son similares; la roca es de color gris oscuro, constituida por microfenocristales de piroxenos y fenocristales de andesina que llegan a medir hasta 8 mm de largo, dentro de una matriz de microlitos de

plagioclasa; microfenocristales de ortopiroxenos y clinopiroxenos con inclusiones de minerales opacos. Sin embargo, algunos minerales se encuentran muy alterados a limonita adquiriendo un color café rojizo en muestra de mano; es característica la presencia de fenocristales de piroxenos.

Estos diques probablemente están asociados a las primeras manifestaciones volcánicas del Grupo Chichinautzin que afectaron a la Formación Tepoztlán. Esto podría ser entonces, un testimonio que ayude a reconstruir las principales direcciones de esfuerzo por que en ella se preservan algunas estructuras como fallas, fracturas y los mismos diques que pueden ser una evidencia de esto.

Los estratos de la Formación presentan echados en la mayoría de los afloramientos de 3° a 8° hacia el norte.

El espesor completo de la formación no se puede determinar debido a que la cima de esta unidad se encuentra erosionada, pero el espesor máximo se estima en más de 1000 m.

Sobre el origen de la Formación Tepoztlán se han mencionado varias teorías; una de ellas bosqueja un origen acumulativo a partir de grandes acarrees de materiales detríticos, provenientes de la vertiente sur de la Cuenca de México (Ochoterena, 1978), sin embargo, autores como Lugo-Hubp (1984), descartan fácilmente esta hipótesis con base en los siguientes argumentos:

- La Sierra de Tepoztlán no presenta ninguna morfología semejante a los depósitos de acarreo que dan lugar a conos de deyección con pendiente suave. Al ser transformados por la erosión surge un relieve de lomeríos, pero no de peñascos de grandes dimensiones.
- Si las rocas de la unidad geológica de Tepoztlán, fueran totalmente de origen fluvial se encontrarían, extendiéndose mucho más al sur.
- El nivel base actual de la Cuenca de México (2240 m) es menor que el de algunas cimas de la Sierra de Tepoztlán ya erosionadas, que alcanzan más de 2400 m.s.n.m. Hay que considerar que en el pasado geológico, el nivel de la Cuenca de México era más alto.

La Formación Tepoztlán sobreyace a través de una gran discordancia angular y erosional a las calizas Cretácicas; al Grupo Balsas de edad Paleoceno-Eoceno lo sobreyace paraconformemente. Flujos de lava pertenecientes al Grupo Chichinautzin inundaron parcialmente a la Formación Tepoztlán rodeándola e introduciéndose en las cañadas y por las partes más bajas en dirección sur, ayudados por el escarpe preexistente en la zona.

Como se ha mencionado anteriormente, algunos autores como Mooser (1963) y Fries (1960), piensan que la Formación Tepoztlán representa la facies austral cuando menos de una parte de la serie volcánica Xochitepec. Sin embargo otros autores como Haro (1985), basado en las propuestas de De Cserna y Fries (1981), suponen que la fuente de suministro de la Formación Tepoztlán es el Centro Volcánico Zempoala, que fue un centro eruptivo andesítico durante el Mioceno-Plioceno Temprano.

Por su posición stratigráfica y esencialmente por su litología completamente andesítica, la Formación Tepoztlán debió haberse originado durante el Mioceno-Plioceno Temprano (Haro, 1985), sin embargo no ha sido fechada por métodos radiométricos.

En la Sierra de Zempoala se encuentran grandes espesores de depósitos de lahar, avalanchas, tobas, productos volcánicos y depósitos aluviales similares en granulometría, composición, textura y distribución a los lahares de Tepoztlán, estos depósitos se pueden observar en la carretera que conduce a las lagunas de Zempoala. Al analizar los clastos de este lahar en lámina delgada (muestras Z-1, ZE-2) se encontró una composición similar a la de los clastos de la Formación Tepoztlán, principalmente andesítico-dacítica; por esta razón y por la cercanía con estos lahares, se apoya la hipótesis de que la fuente de suministro de la Formación Tepoztlán es el Centro Volcánico de Zempoala.

También se analizaron muestras pertenecientes a domos de la Formación Xochitepec, éstas son de composición dacítica, la presencia de piroxenos y la carencia de hornblenda, no es compatible petrográficamente con las muestras de la Formación Tepoztlán, (muestras XOCHI-1, XOCHI-2). Además, en esta zona no se han encontrado depósitos similares a los de Tepoztlán, por lo que se descarta la idea de que esta formación sea la fuente de suministro de la Formación Tepoztlán. Además la diferencia de altitud entre el cerro de Xochitepec y las partes más altas de la Formación Tepoztlán es casi nula.

Mooser (1962), propuso el nombre de Formación Xochitepec para las "tobas, brechas y complejos volcánicos" profundamente erosionados, que son más antiguos que los aparatos volcánicos del Plioceno, ya que quedan rodeados y cubiertos por éstos últimos y supuso que la edad de estas rocas era del Oligoceno Tardío al Mioceno, indicando como localidad tipo la Sierra de Xochitepec.

Schlaepfer (1968), restringe el nombre de Formación Xochitepec exclusivamente a las rocas que forman la Sierra de Xochitepec e incluye a los demás afloramientos mencionados por Mooser (1972), bajo el nombre de "Rocas Volcánicas del Terciario Medio".

IV.2.3 Grupo Chichinautzin

La Sierra volcánica Chichinautzin (en Náhuatl Chichinautzin significa señor del fuego) conforma el límite sur de la Cuenca de México, esta sierra representa la actividad volcánica más reciente de la región. La Sierra Chichinautzin está conformada principalmente de volcanes monogenéticos y es una de las porciones del país, incluso de la misma Faja Volcánica Transmexicana, con mayor concentración de volcanes jóvenes los cuales abarcan una amplia región, principalmente entre el sur de la Ciudad de México y Cuernavaca.

Los productos originados por los volcanes que constituyen la Sierra Chichinautzin fueron definidos originalmente por Fries (1960), como grupo para comprender a todas las corrientes lávicas, tobas y brechas de composición andesítica o basáltica que descansan sobre la Formación Cuernavaca o sobre unidades más antiguas; Schlaepfer (1968), le cambia el rango de Grupo a Formación Chichinautzin; Bloomfield (1975), Martín del Pozzo (1982) y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) la siguen denominando Formación Chichinautzin. Sin embargo, Delgado y Martín del Pozzo (1993) proponen asignar el rango de Grupo, describiendo 4 unidades pleistocénicas y 1 holocénica en el noreste de la Sierra Chichinautzin.

En el presente trabajo se ha considerado como Grupo Chichinautzin y con base en el Código Estratigráfico Norteamericano, (Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 1983) se proponen informalmente 15 unidades dentro de éste.

En el Grupo Chichinautzin son comunes formas asociadas a procesos explosivos y efusivos, como conos escoriáceos y coladas de lava principalmente de bloques con una cubierta de piroclastos, originada por varios o distintos centros eruptivos en distintas épocas, a veces no lo suficientemente gruesa para ocultarlas.

La mayoría de las rocas del Grupo Chichinautzin tienen de 52% al 64% de SiO₂ y son esencialmente andesíticas, aunque algunos extremos podrían clasificarse como basaltos alcalinos y dacitas. El examen granulométrico de los depósitos piroclásticos indica un vulcanismo entre surtseyano y estromboliano aunque también se observan productos de actividad de tipo hawaiano (Martin del Pozzo, 1982).

Las rocas volcánicas de esta región incluyen: andesitas de ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino; basaltos de olivino y andesitas basálticas, principalmente de grano fino y medio, también porfiríticas y afaníticas, con fenocristales coexistentes de olivino y piroxenos dentro de una matriz microcristalina de microlitos de plagioclasa.

Con base en estudios geoquímicos se han propuesto diversos modelos petrogenéticos para el origen de los magmas que formaron la Sierra Chichinautzin, entre ellos: fusión parcial de las toleitas oceánicas o sus equivalentes de alta presión con la formación de un magma andesítico primario (Gunn y Mooser, 1971); fusión parcial de la corteza inferior con la participación de material simático (Negendank, 1973); la formación de un magma andesítico primario Nixon (1979); fusión parcial del manto como mecanismo dominante de formación de los magmas (Robin, 1982).

Estudios realizados por Verma (1981b) sugieren valores relativamente bajos de ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr en la Sierra Chichinautzin con un rango significativo de variación pueden significar un papel muy secundario de la contaminación de los magmas, por la corteza terrestre y/o pueden reflejar una pequeña heterogeneidad isotópica en la región de la fuente magmática; el modelado de los elementos traza sugiere que plagioclasa+olivino+piroxeno son característicos en la cristalización fraccionada de los magmas de esta región.

Verma y Armienta (1985), apoyan también la cristalización fraccionada con base en estudios de ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr y suponen que las rocas de la Sierra Chichinautzin provienen del manto superior y pertenecen a la serie calcialcalina, con sólo una pequeña contribución de la corteza oceánica subducida.

Martin del Pozzo (1989), concluye que las rocas pertenecen al linaje calcialcalino, son principalmente andesitas y se asocian a la subducción de la Placa de Cocos en el Pacífico y que el proceso magmático no está ligado a una sola fuente de magma profundo sino a un proceso puntual por cada volcán pues los derrames más jóvenes son más fluidos.

Por otro lado Cervantes y Molinero (1995), con base en estudios de elementos traza, opinan que las rocas del Xictle han sido originadas por fusión parcial del manto, sin embargo esta fusión no es muy grande por lo que se genera un magma basáltico calcialcalino con tendencias alcalinas, que sugiere una fusión parcial profunda posiblemente involucrando a la placa oceánica, pero definitivamente la suite es calcialcalina.

En este trabajo se ha asociado el origen de la Sierra Chichinautzin con el "Sistema de Fallas La Pera" (esto será discutido a detalle en el capítulo V).

Entre la información disponible acerca de la edad del Grupo Chichinautzin suelen emplearse frecuentemente datos paleomagnéticos (Mooser *et al.*, 1974; Urrutia y Valencio, 1976; Herrero y Verma, 1978; Urrutia *et al.*, 1981; Verma, 1981; Herrero *et al.*, 1986; Böhnelt *et al.*, 1990), los cuales indican una polaridad magnética normal para las unidades estudiadas del Grupo Chichinautzin. El empleo de estos datos en ocasiones es inadecuado ya que se infiere que la actividad se inició a los 0.73 Ma, lo que no se justifica de los estudios. Considerando las evidencias de una actividad volcánica joven en Chichinautzin y haciendo referencia a la escala geomagnética de polaridades, la polaridad predominantemente normal implica una actividad dentro del Cron Brunhes. El volcanismo es por lo tanto más joven que el último cambio de polaridad geomagnético, el cual se ha estimado a los 0.73 Ma (Maukinen y Dalrymple, 1979). No es correcto asumir que la actividad volcánica de Chichinautzin, y por lo tanto el cierre estructural de la Cuenca se inició hace 0.78-0.79 Ma. Ello por otro lado no elimina la posibilidad de que la actividad pudiera haberse iniciado en ese tiempo (Urrutia y Martín del Pozzo, 1993).

Bloomfield (1975), fechó materia orgánica asociada a estas lavas por el método de ^{14}C en la parte oeste de la Sierra Chichinautzin encontrando edades entre 8440 ± 70 a 38590 ± 3210 años. Libby (Citado en Córdoba, *et al.*, 1994) fechó lavas del Volcán Xictle obteniendo una edad de 2400 años.

Martín del Pozzo (1982) hizo una subdivisión estratigráfica del Grupo Chichinautzin basada en características geomorfológicas y apoyada en las edades de ^{14}C de Bloomfield (1975), definiendo cinco unidades informales morfoestratigráficas Plv1, Plv2, Plv3, Plv4 (Volcanitas Pleistocénicas) y Hv (Volcanitas Holocénicas); en las que la edad más antigua del Grupo Chichinautzin está representada por el volcán Quepil, con 38 Ka, por esta razón supone que la actividad volcánica del Grupo Chichinautzin, empezó hace aproximadamente 40000 años cuando volcanes monogenéticos comenzaron a formar la Sierra Chichinautzin, reflejándose en su morfología joven, mostrando que la región es activa y que la actividad volcánica puede reanudarse. Una de las edades más jóvenes que se tienen para este Grupo son la de la Formación Xictle obtenida por Cervantes y Molinero (1995) que tiene alrededor de 2000 años, sin embargo algunos volcanes como el Chichinautzin parecen ser aún más jóvenes que esta edad.

Delgado y Martín del Pozzo (1993) proponen que entre el Plioceno Tardío y el Holoceno ocurrieron tres diferentes Períodos de vulcanismo al sur de la Ciudad de México en la región donde se unen las sierras de las Cruces, Ajusco y Chichinautzin. El Período eruptivo Las Cruces que es el más antiguo, está representado por actividad poligenética. Durante el Período Ajusco (Pleistoceno Medio), se formó el Volcán Ajusco por el emplazamiento de varios domos de lava andesítica. La última etapa en la región fue el Período eruptivo Chichinautzin, representado por vulcanismo monogenético desarrollado durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, de naturaleza estromboliana. Los conos de escoria y de lava que fueron formados en este Período constituyen a las diferentes unidades del Grupo Chichinautzin.

El espesor del Grupo Chichinautzin en el área de estudio, se estima de aproximadamente 500 a 1000 m, como se puede apreciar en la sección geológica que se presenta en este trabajo.

En el mapa geológico que se presenta en este trabajo se han cartografiado estructuras volcánicas, derrames y formaciones pertenecientes al Grupo Chichinautzin, ordenándolos cronológicamente por su edad relativa, en función de parámetros geomorfológicos y relaciones de campo en forma detallada, definiendo unidades litoestratigráficas informales.

Según el Código Estratigráfico Norteamericano (1983), un derrame es la más pequeña unidad litoestratigráfica de las rocas de derrames volcánicos. Un derrame es un cuerpo diferente extrusivo, volcánico, que se distingue por su textura, composición, orden de superposición, paleomagnetismo u otros criterios objetivos. Forma parte de un miembro y por tanto equivale en rango a una capa o capas de la clasificación de rocas sedimentarias. La mayoría de los derrames son unidades informales.

A continuación se describe cada una de las unidades litoestratigráficas definidas en este trabajo.

IV.2.3.1 Formación Acopixco (Q_{ac})

Esta formación se encuentra al noroeste del *Volcán Chichinautzin (Formación Tepetl)*; la constituyen los productos eruptivos del *Volcán Acopixco* y del *Volcán el Guarda*.

Los productos volcánicos originados por el *Volcán Acopixco* formaron un cono que tiene 3800 m de diámetro en su base y una pendiente de 7° en sus laderas. Las lavas asociadas con este volcán se presentan debajo de una delgada cubierta de cenizas grises, en capas de 2 cm las cuales a su vez están cubiertas por suelo. Las lavas son de composición andesítica, color gris claro compuestas por microlitos de plagioclasa intermedia con fenocristales de hornblenda, augita e hiperstena más pequeños. Las dimensiones de los derrames son mínimos, puesto que subyacen a las lavas del *Volcán Chichinautzin* por el sur; a las lavas del *Volcán Pelado (Q_{pel})* por el poniente y a las lavas del *Volcán Yololica* por el norte; en particular las lavas que provienen del *Volcán Chichinautzin* rodean casi completamente a esta formación.

El *Volcán Acopixco* está coronado por un cono cinerífico que tiene un diámetro en la base de 800 m y un cráter de 250 m de diámetro, con una altura relativa de 200 m sus laderas tienen pendientes de 27°; también tiene un cono adventicio llamado *El Guarda* éste se encuentra en la porción sur de esta formación, tiene un diámetro en la base de 700 m y 300 m de diámetro en su cráter erosionado hacia el sur, este volcán está constituido por capas de ceniza negra y parda de composición basáltica de 20 a 50 cm de espesor.

En las laderas de esta formación se han desarrollado suelos aptos para la agricultura, constituidos de ceniza alterada muy fina del tamaño de limo y arcilla que son muy fértiles y por lo tanto se utilizan sus laderas como sembradíos, muy apreciados por los lugareños.

IV.2.3.2 Tefra Santa Catarina (Q_{tsc})

Esta unidad se encuentra a 3 km en línea recta hacia el oeste de Tepoztlán, al noreste del poblado de Santa Catarina; es una de las unidades más antiguas del Grupo Chichinautzin que aflora en la zona de estudio, está formada por depósitos piroclásticos con pendientes suaves de 6° , constituidos por capas de ceniza estratificadas que varían de 50 cm a 1 m de espesor muy alteradas del tamaño de ceniza (limo y arcilla), debido a la alteración, estas cenizas son de color ocre amarillento.

Esta unidad ha sido cubierta parcialmente y rodeada por el *Derrame La Pera* (Q_{pe}) que proviene del norte.

IV.2.3.3 Formación La Cima (Q_c)

La **Formación La Cima** (Q_c), está conformada por los productos eruptivos de tres pequeños conos cineríticos, que se localizan al suroeste del *Volcán Acopiaco* (Q_{ac}), entre la autopista México-Cuernavaca No. 95 y la Carretera Federal a Cuernavaca, cerca de la estación ferroviaria La Cima. Estos volcanes tienen altitudes entre 3050 y 3140 m.s.n.m., uno de ellos tiene forma de media luna, presentan pendientes entre 28° y 30° . Las cenizas, lapilli, bloques y bombas de estos conos están sobrepuestas y se explotan como materiales de construcción.

Los productos volcánicos originados por el *Volcán La Cima* se encuentran ubicados precisamente frente a la estación La Cima, donde las canteras de extracción de materiales constituyen excelentes afloramientos para observar las capas de ceniza y lapilli escoriáceo de composición basáltica; se pueden encontrar abundantes bombas de diversos tamaños, desde 5 cm hasta 1 m de diámetro; las capas de ceniza miden en promedio de 20 a 50 cm y son de color rojizo, ocre, gris, verde oscuro, pardo claro y oscuro, de tal manera que forman una combinación de colores espectacular, entre una capa y otra.

Las bombas son muy vesiculares de color negro y están compuestas por agujas de labradorita y fenocristales de olivino, observables a simple vista.

Hacia el oriente los conos de la **Formación La Cima** (Q_c) están cubiertos parcialmente por lavas del *Volcán Chichinautzin*, por el sur los cubren flujos piroclásticos del *Volcán Palomito* (Q_{dpa}) y por el norte los cubren lavas del *Volcán Pelado* (Q_{pel}) que fueron detenidas por estos conos cineríticos.

IV.2.3.4 Tefra Oclayuca (Q_{toc})

Esta unidad se localiza al noreste del poblado de Tepoztlán y de los afloramientos de la Formación Tepoztlán. La **Tefra Oclayuca** (Q_{toc}), la constituyen los productos eruptivos del *Volcán Oclayuca*, éste tiene una altitud de 3150 m.s.n.m., y una altura relativa de 230 m, el diámetro de su base es de 1750 m y su pendiente promedio

es de 10°. Sus lavas de composición andesítica fluyeron hacia el sur cubriendo el escarpe preexistente alcanzan una longitud de 2.2 km y un espesor promedio de 30 m, cubriendo un área aproximada de 70 km², están cubiertas por una gruesa capa de ceniza.

Esta unidad subyace a las lavas y depósitos piroclásticos del *Volcán Tláloc* (Q_{tl}) así como también al *Derrame Suchioc Grande* (Q_{dsg}) que lo rodean y siguen su curso hacia el sur por grandes distancias.

IV.2.3.5 Formación Cuiloyo

Los depósitos que constituyen esta formación se sitúan inmediatamente al sureste del *Volcán Chichinautzin*. Esta formación incluye las siguientes unidades: *Tefra Cuiloyo* y *Tefra Quimixtepec* ordenados en función de su edad relativa respectivamente, del más antiguo al más joven.

La *Tefra Cuiloyo* (Q_{tcu}), la constituyen los depósitos piroclásticos originados por los volcanes *Cuiloyo* y *Cuiloyito*, éstos son estructuras de poca elevación, muy erosionadas que han sido inundadas y cubiertas parcialmente por derrames provenientes del norte. Sus características morfológicas indican su edad relativa con respecto a los demás volcanes que los rodean, su elevación relativa es de 80 m y 40 m respectivamente.

La *Tefra Quimixtepec* (Q_{tq}) la conforman los depósitos volcánicos derivados del *Volcán Quimixtepec*, éste presenta un anillo externo con un anillo de escoria y lava interno, producido por un cambio en la intensidad de la actividad explosiva en función del acceso de agua subterránea al conducto (Martin del Pozzo, 1980).

Esta formación subyace a los derrames del *Volcán Chichinautzin*, también al *Derrame La Pera* (Q_{pe}), al *Derrame Suchioc Grande* (Q_{dsg}) y a la *Formación Otates*.

IV.2.3.6 Formación Antonio Barona

La *Formación Antonio Barona* se encuentra al suroeste de la zona de estudio al norte del poblado del mismo nombre; está compuesta por dos unidades: *Tefra Ahuatepec* y *Derrame Antonio Barona*.

La *Tefra Ahuatepec* (Q_{tah}), la constituyen los productos eruptivos del *Volcán Ahuatepec*, éste tiene una altitud de 1960 m.s.n.m. y una altura relativa de 160 m, su base tiene 450 m de diámetro y su cráter está incompleto, adquiriendo forma de herradura cóncava hacia el sur, con pendientes de 22° en sus laderas.

Esta formación subyace al *Derrame Caballito* (Q_{dca}) proveniente del norte del *Volcán Caballito*, al igual que a la *Formación Tres Cumbres* (Q_{tc}) por el oeste. Las lavas del *Volcán Tres Cumbres* (Q_{tc}) rodean a este volcán dándole la vuelta en dirección sur.

En la porción austral de este volcán se origina el *Derrame Antonio Barona* (Q_{dab}) cubriendo grandes extensiones hacia el sur, fuera de la zona de estudio, alcanzando más de 5.5 km de longitud y espesores de hasta 10 m; en muestra de mano se observan fenocristales de olivino, embebidos en una matriz negra microcristalina de

plagioclasa, con abundantes vesículas. La lava era muy fluida pues alcanzó a viajar varios kilómetros, aunque la pendiente no es tan pronunciada.

IV.2.3.7 Formación Tres Cumbres (Q_{tc})

La **Formación Tres Cumbres (Q_{tc})**, se localiza al oeste del poblado de Tres Marías, en la zona de estudio solo afloran las partes distales de sus derrames de lava y flujos piroclásticos, no aflora la estructura principal ni los conos que lo constituyen, éstos se encuentran hacia el poniente. Consiste de derrames de lava y flujos piroclásticos asociados a dos conos superpuestos, aunque se observan varias crestas o cumbres desarrolladas sobre ella, su cono oriental está fracturado en dirección sureste, por donde se ha derramado lava. Las lavas que constituyen este volcán son andesitas de hiperstena y augita muy vesiculares, de color gris, en una matriz de microlitos de andesina, por lo general los derrames tienen espesores de 1-7 m. La mayor parte de las lavas fluyó de uno de sus conos, esto se deduce de la presencia de tres puntos de emisión o bocas en éste (Martin del Pozzo, 1980).

Estos derrames se extienden hacia el sur por más de 15 km llegando hasta Cuernavaca. En el extremo oriental los derrames del **Volcán Tres Cumbres (Q_{tc})** están cubiertos por los derrames del **Volcán Caballito (Q_{dca})** más recientes; por el norte lo cubre el **Derrame Palomito (Q_{dpa})**, sin embargo, hacia el occidente sobreyace a las lavas y cenizas del **Volcán Tezontle** (que no aflora en la zona de estudio).

IV.2.3.8 Formación San Bartolo (Q_{sb})

Esta formación se encuentra hacia el noreste del **Volcán Chichinautzin**, la constituyen las siguientes unidades: **Tefra Chingueretería**, **Tefra Tuxtepec**, **Tefra Piripitillo**, **Tefra Comalera**, **Tefra San Bartolo**; ordenados por su edad relativa respectivamente, desde la más antigua hasta la más joven. Esta formación ha sido rodeada en su porción sur por las lavas del **Volcán Chichinautzin** que la cubren parcialmente; también las lavas y cenizas del **Volcán Tláloc (Q_{tl})** la sobreyacen por el oriente.

La **Tefra Chingueretería** la forman los productos volcánicos originados por el **Volcán Chingueretería**, estos depósitos se encuentran separados del **Volcán Piripitillo** por un flujo de lavas proveniente del **Volcán Chichinautzin** que ha pasado por enmedio de ellos. El **Volcán Chingueretería** tiene pendientes de 13° y un diámetro de la base 700 m, su altura relativa es de 70 m; las cenizas del **Volcán La Comalera** lo han cubierto por el sur.

La **Tefra Tuxtepec** la conforman los productos eruptivos del **Volcán Tuxtepec**, no afloran completamente en la zona de estudio, sin embargo, alcanza a aflorar su porción sur, que ha sido rodeada por lavas del **Volcán San Bartolo**.

La **Tefra Piripitillo** la forman los productos eruptivos del **Volcán Piripitillo**, este es un cono cinerítico de pequeñas dimensiones con una altura relativa de 45 m, una pendiente de 15° y un diámetro en la base de 500 m, su forma es de media luna,

cóncava hacia el oeste; las lavas del *Volcán Chichinautzin* lo han rodeado y se han introducido en su cráter erosionado.

La **Tefra Comalera** está constituida por los productos piroclásticos asociados al *Volcán La Comalera*, éste es un cono cinerífico bien formado, que tiene pendientes de 31° y una altura relativa de 270 m, ha sido cubierto parcialmente en su porción oriental por lavas y cenizas que provienen del *Volcán San Bartolo*.

La **Tefra San Bartolo** la constituyen los depósitos piroclásticos asociados al *Volcán San Bartolo*, este volcán es muy semejante al *Comalera* tiene una altura relativa de 220 m y pendientes de 11°, su diámetro es de 800 m; además tiene un cono adventicio hacia el oriente el *Volcán San Bartolito*.

Los depósitos que constituyen esta formación están sobrepuestos orientados y alineados en dirección E-W.

IV.2.3.9 Formación Otates

Esta formación se localiza al sureste del *Volcán Chichinautzin* y la constituyen las siguientes unidades ordenadas en función de su edad relativa, a partir del más antiguo: **Derrame La Pera, Tefra Yecahuazac 1, Tefra Otates y Tefra Yecahuazac 2.**

El **Derrame La Pera (Q_{pa})**, cubre desde las faldas del *Volcán Chichinautzin* al cual subyace, hasta el Valle de Cuernavaca, está constituido de varias emisiones de lava; abarca grandes extensiones hacia el sur cubriendo el escarpe preexistente. Este escarpe está orientado en dirección E-W, con una diferencia de altitud desde la cima del *Volcán Chichinautzin* hasta el Valle de Cuernavaca de 1900 m y una pendiente promedio de 18° (Se discutirá en el Capítulo V el origen de este escarpe).

El **Derrame La Pera** cubrió grandes superficies, su longitud máxima es de aproximadamente 14 km llegando hasta el Valle de Cuernavaca, con un ancho promedio de 8 km.

Alcanza espesores de 20 m o más en algunos cortes de la autopista México-Cuernavaca, cerca de la curva conocida como "*La Pera*", presentando ligeras variaciones en composición; en las primeras emisiones la roca es color gris claro, muy compacta y poco porosa, de granularidad fina y textura afanítica, constituida por microfenocristales de olivino embebidos en una matriz muy fina de microlitos de andesina, en donde los espacios dejados por las plagioclasas están ocupadas por minerales opacos, ortopiroxenos y olivino; constituyendo una andesita basáltica de olivino (muestras CALL-1, PER-1, TLAC-1, MAN-1, SC-5). En las últimas emisiones este derrame está constituido por basalto de olivino mucho más poroso, presenta un color gris oscuro con fenocristales euhedrales de olivino algunos de ellos llegan a medir hasta 5 mm de longitud, con textura esquelética englobando en el núcleo parte de la matriz, formada por microlitos de labradorita, orientados con respecto a la dirección de flujo (muestras COA-3, COA-4, SC-3).

Es evidente que este derrame en sus primeras emisiones es andesítico, pero las más jóvenes son más básicas constituidas por basalto de olivino.

Este derrame subyace al **Derrame Suchioc Grande (Q_{dsq})** y al *Volcán Chichinautzin*; hacia el sur este derrame rodea a la **Formación Tepoztlán (T_{mt})** e inunda al Valle de este

mismo nombre ubicado entre las sierras de Tepoztlán y Chalchiltépetl, siguiendo su trayectoria hacia el sur llegando hasta el Valle de Cuernavaca.

El punto de emisión de este derrame no se observa, tal vez esté cubierto por estructuras más jóvenes como la asociada al *Volcán Chichinautzin*, también puede deberse a derrames fisurales, incluso túneles de lava, relacionados con el vulcanismo regional.

La **Tefra Yecahuazac 1 (Q_{ty1})**, está formada por los productos eruptivos del *Volcán Yecahuazac 1* éste es un cono erosionado en forma de media luna, su diámetro es de 700 m y su altura relativa es de 90 m, sus pendientes son de 19°.

La **Tefra Otates (Q_{to})** la forman los depósitos originados por dos volcanes sobrepuestos, uno de los cuales presenta dos bocas su diámetro es de aproximadamente 700 m, con pendientes de 25° y una altura relativa de 140 m.

La **Tefra Yecahuazac 2 (Q_{ty2})**, la forman los productos eruptivos del *Volcán Yecahuazac 2*, este es un cono cinerítico con 900 m de diámetro en su base y una altura relativa de 130 m, este volcán ha sido rodeado completamente por el Derrame *Suchioco Grande* (Q_{dsG}) que lo sobreyace.

En general la secuencia de lavas y cenizas de los volcanes *Yecahuazac 1*, *Otates* y *Yecahuazac 2*, es de composición andesítico-basáltica, color gris, holocristalina, compuesta por fenocristales de olivino y augita en una matriz microlítica de andesina con magnetita diseminada.

IV.2.3.10 Formación Tepetlapa

La *Formación Tepetlapa* se encuentra localizada al sureste de la zona de estudio a 3 km en línea recta al sureste del poblado de Tepoztlán. Está constituida por los depósitos volcánicos originados por tres volcanes, ordenadas en función de su edad relativa, desde el más antiguo hasta el más joven: *Tefra Tezontle*, *Derrame Tepetlapa*, *Tefra Huilotepec*, *Tefra Oacalco* y *Derrame Oacalco*.

La **Tefra Tezontle (Q_{te})** la constituyen los depósitos volcánicos originados por el *Volcán Tezontle*, este se encuentra al sur del poblado de Santiago Tepetlapa, es un cono de pequeñas dimensiones con 300 m de diámetro y una altura relativa de 50 m; debido a que su material se encuentra bien clasificado constituye un buen banco de "Tezontle". Esta unidad está cubierta y rodeado por el *Derrame Tepetlapa* (Q_{dt}) que proviene del norte.

El **Derrame Tepetlapa (Q_{dt})** se originó a las faldas del *Volcán Ahuatepec* y fluyó hacia el sur por más de 5 km alcanzando espesores de hasta 4 m, constituido por basalto de olivino, (muestra IX-2) color gris oscuro, con textura vesicular y fenocristales de olivino distribuidos uniformemente en una matriz de microlitos de oligoclasa. En el derrame es fácil encontrar texturas de flujo cordadas, que indican su poca viscosidad; está delimitado hacia el poniente por la *Formación Tepoztlán* (T_{mi}) y hacia el oriente por el *Derrame Oacalco* (Q_{do}), que lo sobreyacen, también lo sobreyace por el norte el *Derrame Suchioco Grande* (Q_{dsG}).

Tefra Huilotepec (Q_{thu}) la forman los depósitos piroclásticos originados por el *Volcán Huilotepec*, éste es un cono cinerítico que se encuentra 2 km al norte del *Volcán*

Tezontle; tiene 500 m de diámetro y una altura relativa de 60 m, con pendientes de 15°, formado por ceniza, lapilli, bloques y bombas de hasta 1 m de diámetro (muestra IX-3) de color gris constituidas por fenocristales de olivino de hasta 2 mm de diámetro, con abundantes inclusiones de minerales opacos, dentro de una matriz de microlitos de labradorita, minerales opacos y vidrio, clasificándose como basalto de olivino. Este volcán también se explota como banco de material.

Tefra Oacalco (Q_{toa}), esta unidad la constituyen los depósitos piroclásticos asociados a los **Volcanes Oacalco**, éstos son 3 conos cineríticos sobrepuestos erosionados y alineados en dirección E-W, apenas son distinguibles sus cráteres, las faldas de éstos constituyen excelentes sembradíos, tienen aproximadamente las mismas dimensiones, su diámetro es en promedio de 600 m con una altura relativa de 100 m, al sur de estos volcanes se origina el **Derrame Oacalco (Q_{da})** que se dirigió hacia el sur por más de 4 km hasta llegar al Valle de Cuautla, en sus lavas se observan estructuras de flujo cordadas bien conservadas, constituidas por basaltos de hiperstena muy porosos y vesiculares de color negro, con microfenocristales de olivino, bitownita e hiperstena inmersos en una matriz microcristalina de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos, entre ellos magnetita e ilmenita (muestras ST-2 y ST-3).

IV.2.3.11 Formación Tláloc (Q_{tl})

Esta formación la constituyen los depósitos volcánicos originados por el **Volcán Tláloc**, éste se localiza hacia el oriente del **Volcán Chichinautzin**; en la zona de estudio únicamente afloran las partes distales de la estructura volcánica principal.

La acumulación sucesiva de estos depósitos forma un volcán con una altitud de 3650 m.s.n.m., consiste de un cono principal, un cono sobrepuesto más pequeño y cuatro conos adventicios; está formado por varios derrames de lava cubiertos de ceniza que son del tipo de bloque, están compuestos de andesitas basálticas de olivino y augita, en una matriz microlítica de andesina.

Por el norte las lavas de este volcán llegan casi hasta Milpa Alta, por el poniente sobreyace a la **Formación San Bartolo (Q_{sb})** y subyace a las lavas del **Volcán Chichinautzin**; por el sur sus lavas rodean a la **Tefra Oclayuca (Q_{toc})** continuando hacia el sur cubriendo parcialmente a la **Formación Tepoztlán (T_{mt})**, hasta llegar al poblado de Santo Domingo Ocotitlán.

IV.2.3.12 Formación Suchioco Grande

Esta formación se localiza al sureste del **Volcán Chichinautzin**, la forman 2 unidades: **Tefra Suchioco Grande** y **Derrame Suchioco Grande**.

La **Tefra Suchioco Grande (Q_{tsG})** la conforman los depósitos piroclásticos originados por el **Volcán Suchioco Grande**, éste es un cono cinerítico que tiene un cráter circular bien definido con un diámetro de 400 m, su altura relativa es de 100 m y la pendiente de sus laderas es de 22°, el diámetro de la base es de 850 m; al sureste tiene

un pequeño cono adventicio. Las lavas de éste volcán (*Derrame Suchioco Grande*) se extienden hacia el sureste, rodeando al *Volcán Tláloc* (Q_{11}) y a la *Tefra Oclayuca* (Q_{10c}), hacia el noreste están cubiertas por los derrames del *Volcán Chichinautzin*.

Derrame Suchioco Grande (Q_{dsq}) este derrame tiene su centro de emisión al noreste de las faldas del volcán del mismo nombre inundando la planicie en la que se encuentra y derramándose hacia el sureste, limitado hacia el oriente por el *Volcán Tláloc* y el *Volcán Oclayuca*; viajando por tubos de lava y uniéndose a varios derrames fisurales y centros de emisión que emanaron grandes volúmenes de lava hacia el sur.

En los derrames del *Volcán Suchioco* se han explorado y cartografiado con detalle más de 10 km de tubos de lava en perfecto estado de preservación en las cercanías de la boca de extrusión y hasta distancias relativamente grandes se formaron verdaderos ríos de lava que desarrollaron "levees". Las teorías acerca de la formación de tubos de lava afirman que estas estructuras se crean por el enfriamiento y solidificación de los bordes de una corriente de lava de tipo pahoehoe, formando un canal y "levees", posteriormente la solidificación de una costra formará un techo, mientras que el interior sigue fluyendo (Espinaza-Pereña, 1994).

El análisis detallado de varios tubos de lava en el campo volcánico de la Sierra Chichinautzin ha permitido determinar que la evolución de éstos es bastante compleja. El patrón final es una serie de niveles primarios de galerías, interconectados entre sí para crear un sistema anastomosado tridimensionalmente.

En general, se sabe que los tubos de lava actúan como extensiones del conducto volcánico, aislando la lava del ambiente exterior y evitando su enfriamiento rápido. Esto permite que la lava llegue a grandes distancias del punto de extrusión. Por exploración directa de tubos de lava, interpretación de fotografías aéreas y consulta bibliográfica, Espinaza-Pereña (1994), encontró que todos los derrames de más de 10 km de longitud en la Sierra Chichinautzin (y varios menores) han sido emplazados al menos en parte, mediante tubos de lava, y que este tipo de derrames cubren cerca del 30% del área superficial de este campo monogenético, lo cual demuestra la importancia de este tipo de procesos en la zona de estudio.

De esta forma el *Derrame Suchioco Grande* (Q_{dsq}) fluyó hacia el sur por grandes distancias inundando la *Formación Tepoztlán* (T_{mt}), chocando con ella (Cerro del Tepozteco) rodeándola por el oriente y poniente hacia el sur, incluso algunos flujos penetraron a la *Formación Tepoztlán* atravesándola por las cañadas hacia el sur, algunos de estos derrames han llegado hasta el poblado de Tepoztlán; bajo estos derrames en las cañadas de la *Formación Tepoztlán* rumbo a la Pirámide que fue construida durante la época de predominio mexicana, se encontraron fragmentos de vasijas relacionadas con los antiguos habitantes de la zona, esto es una evidencia de que los eventos volcánicos son recientes e incluso fueron contemporáneos con esta cultura.

Este derrame se caracteriza petrográficamente por contener microfenocristales de olivino euhedrales embebidos en una matriz microcristalina de andesina, hiperstena augita, olivino y minerales opacos, clasificándose como andesita basáltica de olivino (muestras TLAC-2, TLAC-4, PER-2, CAÑ-1, ST-1).

El derrame de lava que rodeo a la *Formación Tepoztlán* en su porción oriental recorrió más de 14 km hacia el sur, hasta llegar al Valle de Cuautla.

El *Derrame Suchiuc Grande* (Q_{dsq}) sobreyace al *Derrame La Pera* (Q_{pe}), a la *Tefra Oclayuca* (Q_{loc}), a la *Formación Tláloc* (Q_{tl}) y a la *Formación Tepoztlán* (T_{mv}), sin embargo los derrames del *Volcán Chichinautzin* lo sobreyacen.

IV.2.3.13 *Formación Palomito*

La *Formación Palomito* se encuentra al sur de la *Formación La Cima* (Q_c) y de la *Formación Acopiaco* (Q_{ac}), a los que cubre parcialmente con sus lavas, está constituida por las siguientes unidades, alineadas en dirección E-W y ordenadas cronológicamente: *Tefra Hoyo*, *Tefra Caballito*, *Derrame Caballito*, *Tefra Palomito*, *Derrame Palomito*, *Tefra Manteca* y *Derrame Manteca*. Las lavas de estos volcanes tuvieron gran dispersión, esto puede ser explicado por su composición andesítico-basáltica de olivino y augita en una matriz microlítica de andesina, la roca es holocristalina, traquítica y vesicular (muestras COA-1, SC-2). Se observaron lavas de bloques de hasta 4 m de espesor, pero el promedio es de 2 m. Esta secuencia de lavas sobrepuestas cubre a todas las rocas circundantes, con excepción de las del *Volcán Chichinautzin*.

La *Tefra Hoyo* (Q_{th}), la constituyen los productos eruptivos del *Volcán Hoyo*, este volcán está rodeado en su porción oriental por las lavas del *Volcán Chichinautzin* y por el poniente es rodeado por los derrames del *Volcán Manteca* (Q_{vm}), está constituido por lavas de bloque y escoria principalmente.

El cráter de este volcán está inundado por derrames de hasta 8 m de espesor tipo AA y sus laderas están cubiertas por capas de ceniza muy fina.

La *Tefra Caballito* (Q_{ca}), la conforman los productos eruptivos del *Volcán Caballito*, este volcán es un cono cinerítico de pequeñas dimensiones, en su porción occidental se origina el *Derrame Caballito* (Q_{dca}) este es uno de los derrames de la zona que han recorrido grandes distancias hacia el sur por más de 25 km de longitud cubriendo gran parte del Valle de Cuernavaca hasta rodear las calizas de la *Formación Cuautla* (K_{ic}); la diferencia de altitud entre la parte más alta del derrame y el Valle de Cuernavaca es de 2700 m. Al igual que otros derrames éste viajó por tubos de lava. Sobreyace a la *Formación Tres Cumbres* (Q_{tc}) y al *Derrame La Pera* (Q_{pe}); subyace a los derrames del *Volcán Chichinautzin*

Este derrame está formado por abundantes microfenocristales de olivino, dentro de una matriz fina de microlitos de andesina, olivino y minerales opacos (muestras COA-1, SC-2). La composición de las plagioclasas tiende a ser rica en sodio, sin embargo el color de la roca es gris oscuro por lo que se ha denominado andesita basáltica.

La *Tefra Palomito* (Q_{tpa}), está constituida por los productos eruptivos del *Volcán Palomito*, éste es un cono cinerítico constituido principalmente por lapilli, el *Derrame Palomito* (Q_{dpa}) se originó en sus faldas derramándose hacia el poniente cubriendo a la *Formación Tres Cumbres* (Q_{tc}) y rodeando a la *Formación La Cima* (Q_{lc}). Este derrame esta formado por lavas y depósitos piroclásticos de ceniza, lapilli y bombas.

La *Tefra Manteca* (Q_{tm}), la constituyen los productos volcánicos asociados al *Volcán Manteca*, al igual que los dos volcanes anteriores, cuenta con su *Derrame Manteca* (Q_{dm}), que es más viscoso, alcanza espesores de hasta 10 m y las lavas son en

bloques tipo AA, su derrame de pequeñas dimensiones cubre y rodea a la Tefra *Hoyo* (Q_{th}), mientras que las lavas del *Volcán Chichinautzin* lo cubren por el oriente.

IV.2.3.14 Formación Pelado (Q_{pel})

Esta formación esta constituida por varios derrames de lava extensos que conforman una estructura volcánica con una altitud de 3600 m.s.n.m., y un cono cinerítico con pendiente promedio de 25°. Existen varios derrames alrededor del cono pero en la zona de estudio solo aparecen las partes distales de uno de sus flujos de lava, el que sobreyace a *La Formación La Cima* (Q_c) y al *Volcán Acopiaxco* (Q_{ac}).

La fluidez y extensión de estas lavas, de color gris oscuro a negro se debe principalmente a que son basaltos de olivino, augita e hiperstena, las lavas que afloran en la zona de estudio son muy vesiculares y con abundantes fenocristales de olivino, con estructura en bloques.

IV.2.3.15 Formación Tepetl

A esta formación la constituyen los distintos derrames y productos eruptivos del *Volcán Chichinautzin*, es la formación más joven de la zona de estudio incluso también es una de las formaciones más jóvenes del *Grupo Chichinautzin*.

Esta formación toma su nombre del volcán adventicio situado en el sur del *Volcán Chichinautzin*, con el fin de no crear confusiones en cuanto a la nomenclatura usada.

La morfología del *Volcán Chichinautzin* apoya su edad relativamente joven, la mayoría de sus lavas se extendieron hacia la vertiente sur de la Sierra Chichinautzin, tienen pendientes fuertes y escarpes resultado del relieve preexistente, sobreyacen a todas las rocas circundantes de la región (ver sección geológica).

Las lavas originadas por el *Volcán Chichinautzin* se caracterizan por tener una composición basáltica y andesítico-basáltica, sobresaliendo por contener abundantes fenocristales de olivino y plagioclasa en una matriz negra microcristalina de piroxenos, minerales opacos y microlitos de plagioclasa con tendencias sódicas como andesina (muestras CH-1, CRA-1, PI-1, COA-2, COA-5, MIR-1, CH-2, CH-3, CRA-2, VE-1, CH-4). Martín del Pozzo (1989) en estudios de microscopía electrónica de barrido observó xenocristales fracturados de cuarzo y plagioclasa y xenolitos de rocas cristalinas de diferentes tipos, pero principalmente tonalíticas, también observó cristales de cuarzo fracturados, redondeados y con bordes de reacción vítreos que muestran mayor interacción del material contaminante, indicando una cristalización en desequilibrio. Incluso en lavas como las del Tabaquillo (al poniente de la zona de estudio) observó xenolitos de rocas bandeadas (piroxeno-plagioclasa) que podrían representar gneises granulíticos, rocas básicas con intercrecimiento de piroxenos granulares y plagioclasas, rocas alteradas que podrían ser skarn y rocas andesíticas, posiblemente de etapas volcánicas más antiguas, pero los xenolitos más abundantes son de tonalita y los xenocristales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda e hiperstena. En estos derrames

pueden encontrarse distintos tipos de xenolitos (volcánicos y granulares) en diferente grado de fusión, la lava es totalmente híbrida, ya que muestra tanto xenocristales fundidos, algunos de los cuales recrystalizaron para adaptarse a las nuevas condiciones de presión y temperatura. Esto también podría deberse a la fusión parcial de material cortical. La presencia de núcleos de plagioclasa sódica con bordes de plagioclasa cálcica, de cuarzo reabsorbido, de fases inestables como cuarzo-olivino, presentes en las lavas de la Sierra Chichinautzin, han sido explicados por procesos de contaminación. Por lo tanto los procesos de cristalización no fueron el proceso dominante en la evolución de los magmas de la Sierra Chichinautzin.

Si se considera que la mayoría de los magmas monogenéticos presentan velocidades de ascenso rápidas y sin cámaras someras, como lo indican datos sísmicos y la sucesión de eventos eruptivos, entonces el mecanismo tendría que ser rápido, provocando la ruptura, fundiendo partes de la corteza inferior arrastrando partes de ella asimilando el material que atraviesa y la cristalización consiguiente de una parte de magma. Las rocas básicas aunque son densas presentan una temperatura mayor, por lo que los magmas tienden a subir rápidamente. Este proceso está íntimamente relacionado a debilidades corticales, tales como fallas tensionales. Esto concuerda con la presencia de xenolitos y las texturas observadas en estas rocas (Martin del Pozzo, 1989).

En este trabajo la Formación Tepetl ha sido subdividida en 10 unidades mencionadas a continuación y ordenadas cronológicamente:

Derrame Tepetl 1, Derrame Tepetl 2, Tefra Tepetl 1, Tefra Tepetl 2, Basalto Tepetl, Tefra Tepetl 3, Derrame Tepetl 3, Derrame Tepetl 4, Derrame Tepetl 5 y Derrame Tepetl 6.

Derrame Tepetl 1 (Q_{dt1}) este derrame tiene un espesor promedio de 2 m, aunque en algunas zonas llega a alcanzar hasta 6 m de espesor; debido a que la lava es muy fluida se observan en su superficie estructuras de flujo cordadas; se desplazó hacia el norte por más de 6 km rodeando casi completamente a la *Formación Acopiaco (Q_{ac})*, este flujo de lava también rodea a la *Formación Palomito* y casi está en contacto con los derrames del *Volcán Pelado (Q_{pel})*.

Las lavas de este derrame se clasifican como andesita basáltica de olivino de color gris oscuro con textura vesicular y fenocristales de olivino euhedrales y de andesina de hasta 1.5 cm de largo orientados con respecto a la dirección de flujo, éstos fenocristales contienen inclusiones de la matriz formando una textura esqueletal, la matriz es fina de microlitos de plagioclasa y minerales opacos (muestra CH-1).

Derrame Tepetl 2 (Q_{dt2}) las lavas de este derrame son del tipo AA, fluyeron hacia el este por más de 6 km limitadas al norte por la *Formación San Bartolo (Q_{sb})*, llegando hasta la *Formación Tláloc (Q_{tl})* que las frenan, este derrame es cubierto por el *Derrame Tepetl 6*.

Tefra Tepetl 1 (Q_{tt1}), esta unidad está formada por los productos eruptivos de un cono cinerítico parásito, ubicado al sur en las faldas del *Volcán Chichinautzin*, con un diámetro en la base de 400 m y una altura relativa de 70 m, las lavas que emitió fluyeron hacia el sur 3 km aproximadamente, destruyendo parte del cono formando una colada de lava angosta de 300 m de ancho en promedio. Este volcán es rodeado e inundado por el *Derrame Tepetl 5*.

Tefra Tepetl 2 (Q_{tt2}), esta unidad es producto de otro cono cinerítico parásito, tiene un diámetro de 500 m y una altura relativa de 180 m, asociado a este volcán por su porción oriental nació un derrame de lava que fluyó 1 km aproximadamente, sin

embargo alcanza espesores de hasta 120 m, estas características indican una viscosidad más alta que la de las unidades anteriores. Este volcán también está rodeado e inundado por el *Derrame Tepetl 5*.

Basalto Tepetl (Q_{bt}), esta unidad se encuentra ubicada en la porción poniente del cráter principal del *Volcán Chichinautzin*, es un cono compuesto totalmente por lava con forma de media luna cóncava hacia el oriente, las paredes internas de éste cono son totalmente verticales alcanzando una altura de aproximada de 100 m, en las laderas externas de este cono de lava la roca se encuentra muy fracturada formando grandes bloques que se han ido derrumbando por gravedad. Este cono ha sido rodeado, incluso inundado por lavas más jóvenes del *Derrame Tepetl 5* provenientes del cráter principal superior, que después de rodearlo continuaron su curso pendiente abajo por las laderas del volcán.

La roca que constituye este cono es muy compacta y está constituida de basalto de olivino color gris oscuro, con fenocristales de olivino de hasta 3 mm de diámetro; de menores dimensiones, microfenocristales de plagioclasa en una matriz microcristalina (muestra CRA-1).

Tefra Tepetl (Q_{ts}), esta unidad está constituida por depósitos piroclásticos que formaron un cono cinerítico, con una altura relativa de 130 m y pendientes de 31°, este cono corona la parte más alta del *Volcán Chichinautzin*. Está "partido" exactamente a la mitad por una fractura de 500 m de longitud orientada en dirección E-W, es impresionante ver ésta fractura en campo y en foto aérea, por que en sus extremos E y W se originan 2 de los derrames más jóvenes y más extensos de esta formación (*Derrame Tepetl 5* y *Derrame Tepetl 6*) posiblemente contemporáneos.

Derrame Tepetl 3 (Q_{dt3}), éste derrame fluyó hacia la porción nororiental del *Volcán Chichinautzin* hasta chocar y rodear a la *Formación San Bartolo*, este derrame se caracteriza por tener grandes fenocristales de plagioclasa que llegan a medir hasta 1 cm, algunos fenocristales presentan textura esquelética, con inclusiones de matriz, también abundan los fenocristales de olivino dentro de una matriz microcristalina (muestra PI-1). Son característicos de éste derrame los "levees" de las coladas de lava.

Derrame Tepetl 4 (Q_{dt4}), éste tiene su centro de emisión en las faldas del cono cinerítico principal, fluyó hacia el noreste, cubre casi todo el sector nororiental del volcán, sus lavas son del tipo AA, son característicos de este derrame "levees" de más de 10 m de altura.

Derrame Tepetl 5 (Q_{dt5}), este derrame es el más extenso de esta formación, cubre toda la porción occidental del *Volcán Chichinautzin*, se origina en un extremo de la fractura que divide al cono cinerítico principal y se extiende por varios km hacia el sur, casi hasta llegar al Valle de Cuernavaca rodeando los *Volcanes Tepetl 1* y *Tepetl 2* e inundando el cono de lava ubicado cerca del cráter principal (*Basalto Tepetl (Q_{bt})*); continúa su curso hacia el sur cubriendo el escarpe preexistente. Las lavas que fluyeron hacia el sur se separaron en dos grandes coladas independientes que alcanzaron longitudes por más de 9 km y espesores de hasta 10 m.

Es fácil distinguir este derrame de los que lo subyacen debido a su extrema juventud, la carencia de vegetación lo indica. Se pueden observar excelentes afloramientos de este derrame en la autopista México-Cuernavaca en el mirador que se encuentra antes de llegar a la curva conocida como "*La Pera*".

Este derrame se caracteriza por ser poroso de composición basáltica y escoriaceo, las lavas son tipo AA y contienen fenocristales de olivino de 3-5 mm de

diámetro, también hay microfenocristales de plagioclasas de hasta 1.5 cm de largo orientados con respecto a la dirección de flujo, embebidos dentro de una matriz microcristalina color negro, los espacios dejados por las plagioclasas están ocupados por vidrio y minerales opacos (muestras COA-2, COA-5, MIR-1, CH-2, CH-3, CH-4, CRA-2). Este derrame rodea a la *Tefra Hoyo* (Q_{th}); sobreyace al *Derrame Caballito* (Q_{dca}) y al *Derrame La Pera* (Q_{pa}).

Derrame Tepetl 6 (Q_{dt6}) este derrame es el más reciente de la *Formación Tepetl* y posiblemente contemporáneo con el *Derrame Tepetl 5*, se origina en el extremo este de la fractura que divide a la *Tefra Tepetl 3* (Q_{tt3}), a diferencia del *Derrame Tepetl 5*, éste es de menores dimensiones alcanzando a recorrer sólo 3 km, se caracteriza por contener fenocristales de hasta 8 mm de largo de plagioclasa con inclusiones de matriz (textura esquelética) y microfenocristales de olivino, (muestra VE-1) sin embargo en textura y composición es muy semejante al *Derrame Tepetl 5*, clasificándose como basalto de olivino, debido a que están asociados al mismo evento.

V. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

V.1 TECTÓNICA

Evidentemente la Sierra Chichinautzin está relacionada con la subducción de la Placa de Cocos debajo de la de Norteamérica, por esta razón los volcanes de la zona de estudio tienen el carácter típico de márgenes continentales y sus rocas tienen una afinidad calciocalina (Cervantes y Molinero, 1995); este aspecto ya se ha comentado con mayor detalle en los apartados III.2.1 y IV.2.3.

Después de su erupción, los volcanes monogenéticos, difícilmente muestran reactivación, por lo que generalmente, en vez de crecer a partir de un centro eruptivo como es el caso de los volcanes poligenéticos, surgen nuevos edificios volcánicos. Esto se debe en parte a la tectónica extensional que los caracteriza (Hasenaka y Carmichael, 1985). En estos campos, el patrón de esfuerzos tensional produce zonas de alta permeabilidad por fracturamiento, el cual sirve de conducto a las porciones de magma provenientes de cámaras magmáticas profundas en el manto litosférico o en la interface placa oceánica-placa continental (Hasenaka y Carmichael, 1987).

Autores como Krishna y Pardo (1993), analizaron sismos en la parte central de México, concluyendo que la placa de Cocos se subduce en forma subhorizontal entre 110 y 275 km frente a la trinchera alcanzando una profundidad de 50 km y sugieren que existe un régimen tensional en una amplia zona de la Placa de Norteamericana.

Evidencias sísmicas también permiten el reconocimiento de un sistema de fallas en la parte central de México. Los análisis de sismicidad reciente al sur del Valle de Toluca, la Cuenca de México y el área del Volcán Popocatepetl, basadas en localización de epicentros y mecanismos de planos de falla evidencian la existencia de 4 zonas sísmicas: 1) Sureste del Valle de Toluca, 2) Ajusco, 3) Juchitepec-Milpa-Alta y 4) Atlixco.

La sismicidad del Valle de Toluca está localizada a una profundidad entre 5 y 15 km con un patrón E-W. La sismicidad del área del Ajusco es similar en términos de profundidad y orientación a la del Valle de Toluca. La zona de Juchitepec-Milpa Alta situada a 10 km al oeste del Volcán Popocatepetl presenta sismicidad >10 km de profundidad en dirección E-W y mecanismos de falla normal y extensión N-S subhorizontal. La sismicidad en Atlixco es similar en forma, con orientación principal de plano de falla E-W y profundidades de focos >10 km. La magnitud de estos sismos no excede a 4 en la escala de Richter. Estas zonas sísmicas indican que esta región es tectónicamente activa a lo largo de la dirección E-W, esta banda coincide con el límite sur de La Faja Volcánica Transmexicana, denominado "Sistema de Fallas La Pera" (Lermo-Samaniego, *et. al.*, 1996).

Recientemente autores como Mena, *et al.* (1997), han colectado y analizado datos gravimétricos en áreas que incluyen la Cuenca de México, Cuautla y Puebla. En ésta región la anomalía promedio de Bouguer cae en el rango de -160 a -150 mGal. Sin embargo, grandes anomalías gravimétricas están asociadas a campos monogenéticos y a grandes estratovolcanes. Una anomalía negativa está asociada al Volcán Popocatepetl y a su volcán vecino el Iztaccihuatl. Esta anomalía continúa hacia el sur donde se le asocia al Grupo Chichinautzin y hacia el oeste donde se

relaciona con el área de la Caldera de Amealco y el Nevado de Toluca. La existencia de estos datos sugiere la presencia de una masa anómala en la parte inferior de los edificios del Popocatepetl y el Iztaccihuatl.

Por la discusión precedente y por evidencias de campo se especula que el origen del vulcanismo que formó la Sierra Chichinautzin, está asociado al "Sistema de Fallas La Pera".

VI.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El análisis estructural en este estudio está enfocado esencialmente al Cenozoico y específicamente a las rocas volcánicas Pliocuaternarias que constituyen la Sierra Chichinautzin. Sin embargo, se describirán brevemente las características estructurales de las rocas Mesozoicas y Terciarias, por constituir el basamento.

Las calizas que afloran inmediatamente al sur de Tepoztlán, pertenecientes a las Formaciones Morelos y Cuautla fueron comprimidas por movimientos tectónicos, formando sierras constituidas por grandes anticlinales y sinclinales orientados en dirección N-S, el origen de estas deformaciones se atribuye a la Orogenia Laramide. Una falla inversa de grandes dimensiones constituye el límite oeste de esta Sierra de calizas en dirección N-S (ver mapa geológico).

El Grupo Balsas representa a las rocas Terciarias más antiguas que se depositaron en discordancia angular y erosional encima de todas las rocas cretácicas y precretácicas de la región, por lo que en la zona de estudio sólo se presentan en pequeños afloramientos que subyacen paraconformemente a la Formación Tepoztlán.

Los estratos que constituyen a la Formación Tepoztlán tienen echados en la mayoría de los afloramientos de 3° a 8° hacia el norte. Las fallas presentes en esta formación son normales con rumbo variable y echados de 40 a 45° evidenciando un régimen tensional en la zona. Diques de dimensiones considerables (3-50 m de espesor) intrusionan a la Formación Tepoztlán asociados a las primeras manifestaciones volcánicas del Grupo Chichinautzin. Estos diques forman cuerpos semitabulares casi verticales que tienen una expresión morfológica notable observable en fotografía aérea; hay fracturas que están asociadas a estos diques, incluso algunos acantilados están delimitados por éstos, debido a que ofrecen mayor resistencia al intemperismo y a la erosión.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la Sierra Chichinautzin está constituida por volcanes monogenéticos que hicieron erupción en una sola etapa a través de fisuras, dando origen a conos de escoria principalmente; a pesar de que éstos son muy susceptibles a la erosión y al intemperismo porque están formados por material suelto, sus laderas conservan aún una pendiente promedio de 32°, que es la que presentan los conos de escoria recientes.

Por lo general, los conos de escoria presentan en sus faldas o cerca de la base uno o más centros de emisión de lava, asociados. En la zona de estudio la fluidez de las lavas combinada con la pendiente y la formación de tubos de lava, originó que la mayoría de estos derrames se dirigiera hacia el sur por grandes distancias, alcanzado pendientes locales de 35-42°, en la zona de la curva conocida como "La Pera". La extensión y forma de estos derrames estuvo condicionada al relieve preexistente y a la

composición andesítico-basáltica; por lo que estas lavas son muy fluidas, de tal modo que se extendieron hacia el sur, rellenando la topografía preexistente.

Considerando que la edad estimada para el Grupo Chichinautzin es Pleistoceno Tardío y con base en los espesores observados en campo para los diferentes derrames, se interpreta que el Grupo Chichinautzin se acumuló sobre rocas volcánicas indiferenciadas de edad Terciaria, similares y correlacionables posiblemente a las formaciones Zempoala, Tarango, Las Cruces, Ajusco e Iztaccíhuatl.

Las pendientes locales de 35° a 42° que presentan derrames de lava cerca de la curva "La Pera", pueden ser una evidencia del fallamiento normal de la zona, puesto que se derramaron sobre un relieve previamente formado. Con base en estos datos estructurales se construyó la sección geológica.

La distribución de los volcanes monogenéticos está controlada por el régimen tectónico de una región influyendo en forma determinante en la distribución del volcanismo monogenético (Nakamura, 1977). Como una consecuencia de la tectónica extensional; los pequeños volcanes se agrupan en "racimos" o alineados de acuerdo a la dirección de la traza horizontal de los esfuerzos. El método de Nakamura (1977), se utiliza para determinar la distribución de esfuerzos en regiones volcánicas. De acuerdo con este método, la traza horizontal del esfuerzo horizontal máximo está dado por la dirección del lineamiento de las fracturas, mientras el esfuerzo horizontal mínimo es perpendicular a éste. Por lo tanto la distribución de los volcanes se da a lo largo de fracturas, siguiendo la dirección del esfuerzo horizontal máximo y perpendiculares al esfuerzo mínimo sobrepuestos lateralmente sobre una alineación preferencial, en el caso de la Sierra Chichinautzin esta dirección es E-W, haciendo pensar en fracturas profundas que determinan su formación. En la figura 5 se puede observar la dirección predominante de alineamiento de volcanes monogenéticos en la Sierra Chichinautzin.

Las alineaciones de algunos volcanes en la Sierra Chichinautzin con dirección casi E-W son evidentes un ejemplo sobresaliente de esto en la zona de estudio es precisamente la alineación de los volcanes Chichinautzin (22), Hoyo (21), Manteca (20), Palomito (18) y Caballito (19), así como la fractura en el edificio principal del Volcán Chichinautzin y su cono de lava parásito; que define una fisura de más de 7 km de longitud, en la que surgieron centros eruptivos a través de los cuales fueron extruídas grandes cantidades de lava, su origen esta asociado a zonas tensionales; por lo tanto es posible que el vulcanismo en la Sierra Chichinautzin haya sido originado aprovechando estas debilidades para la subida del magma (ver figura 5). Otra alineación sobresaliente es la de los volcanes Quimixtepec (24), Los Otates (25) y Suchiuc Grande (26). Con base en estas alineaciones de volcanes se postulan las fallas normales que aparecen en la sección Geológica.

Uno de los rasgos morfológicos que sobresalen es el escarpe que se encuentra entre los límites de la Sierra Chichinautzin y el Valle de Cuernavaca en donde existe un desnivel notable de aproximadamente 1900 m, este escarpe esta alineado también en dirección E-W y está asociado al vulcanismo de la zona; sobresale por una escarpada pendiente vista claramente en la autopista que conecta la Ciudad de México y Cuernavaca, especialmente en la zona de la curva conocida como "La Pera".

La formación de la Cuenca de México también está directamente relacionada con la Sierra volcánica de Chichinautzin, pero existen diversas hipótesis acerca de su origen. Se mencionaran las más relevantes relacionadas con la zona de estudio; algunas de ellas se inclinan por un origen tectónico.

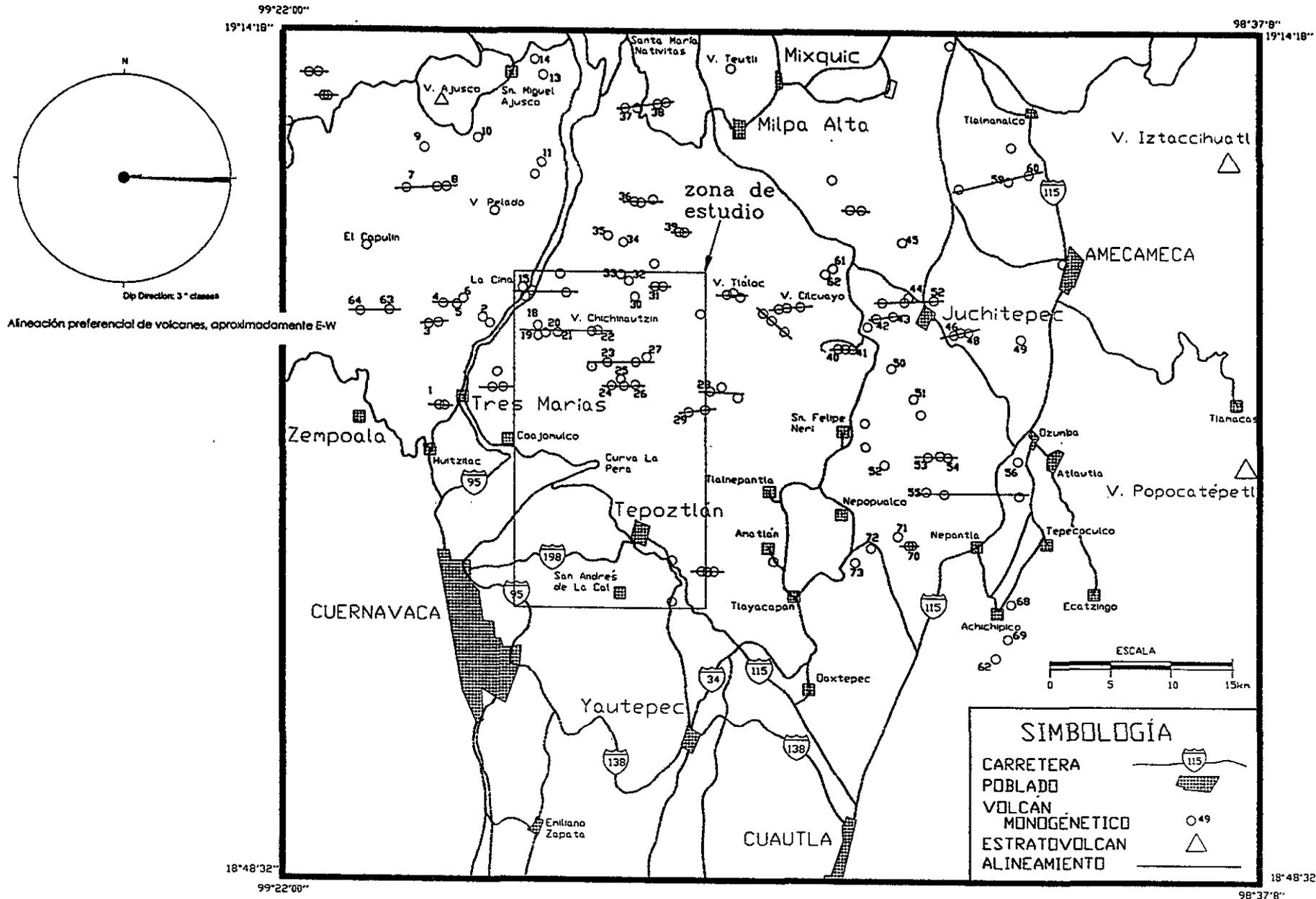


FIGURA 5. ALINEAMIENTO DE VOLCANES MONOGENETICOS EN LA SIERRA DE CHICHINAUTZIN

VOLCANES QUE APARECEN EN LA FIGURA 5

1. Tezontle
2. Tesoyo
3. Los Cardos
4. Raíces
5. Cajete
6. Tepeyahualco
7. Quepilli
8. Malacatepetl
9. El Judio
10. Mezontepec
11. Oyameyo
12. Xictle
13. Yololica
14. La Magdalena
15. La Cima
16. Acopiaco
17. El Guarda
18. Palomito
19. Caballito
20. Manteca
21. El Hoyo
22. Chichinautzin
23. Tepetl
24. Quimixtepec
25. Los Otates
26. Suchiuc Grande
27. Yecahuazac
28. Teconzi
29. Oclayuca
30. La Comalera
31. San Bartolo
32. Chingueretería
33. Piripitillo
34. Tulmecac
35. Tetzalcoatl
36. Cuautzin
37. Tzompoli
38. Tioca
39. Ocusacayo
40. Huehuel
41. Moyocalco
42. Ahuazatepetl
43. Tlapexcua
44. Atlalorra
45. Zozeyuca
46. Cuatpetl
47. Aholo
48. Tlacuayo
49. Xoyacan
50. Ocoxusco
51. Zoyazal
52. Del Aire
53. Loreto
54. Escobeta
55. Huiztomayo
56. Tres Cumbres
57. Sacromon
58. Amoloc
59. Chinconquiat
60. Tapexte
61. Sochol
62. El Yeteco
63. Chalchihuites
64. Huilote
65. Mateo
66. Jumento
67. Picachos
68. Tlalamac
69. Tlecuilco
70. Partido
71. Xexquixtle
72. Santa Barbara
73. Citlattepec
74. Tezontlala

Varios autores han registrado y discutido la naturaleza de los alineamientos de conos cineríticos en esta zona, sin embargo uno de los primeros intentos por utilizar la distribución de conos volcánicos al sur de la Ciudad de México como posibles indicadores de fracturas fue Fries (1960), quien al conectar varios conos volcánicos Cuaternarios en la Sierra Chichinautzin obtuvo orientaciones preferenciales para posibles fracturas de N80°-85°E. Aún cuando consideró estas posibles fracturas como fallas superficiales cortas, dispuestas en forma escalonada sobre fracturas más profundas de la corteza atribuyó la dirección N80°-85°E a una de las direcciones de cizallamiento originadas a partir de una compresión activa en dirección N45°E-S45°W.

Por otro lado Mooser (1975), señala que el drenaje de la Cuenca de México se efectuaba en esta zona antes del hundimiento de la Cuenca. La erupción de lavas y piroclastos de la Sierra Chichinautzin, bloqueó este drenaje provocando la formación del lago y relleno por depósitos lacustres; aseveró que los conos cineríticos de la Sierra Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México, están alineados en dirección E-W. También Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), suponen que la gran sedimentación clástica aluvial del Plioceno Cuaternario en la Cuenca de México, estuvo supeditada al bloqueo parcial del desagüe, causado por el fallamiento normal y emplazamiento de derrames lávicos basálticos. El régimen endorreico y la consecuente sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno, se originó como consecuencia del intenso vulcanismo que edificó la Sierra Chichinautzin. Los rasgos estructurales Pliocuaternarios en la zona de la Sierra Chichinautzin, se infieren con base en claros alineamientos de conos cineríticos monogenéticos, tomando en cuenta que también este tipo de conos volcánicos es indicador de zonas tensionales, siendo los principales alineamientos en la zona E-W.

Demant (1978), concluyó que "el sistema de fracturas N60°-70°E, que se observa en la parte central y oriente de la FVT y sobre la cual se alinean los pequeños volcanes, son fallas normales y paralelas a la dirección de compresión máxima.

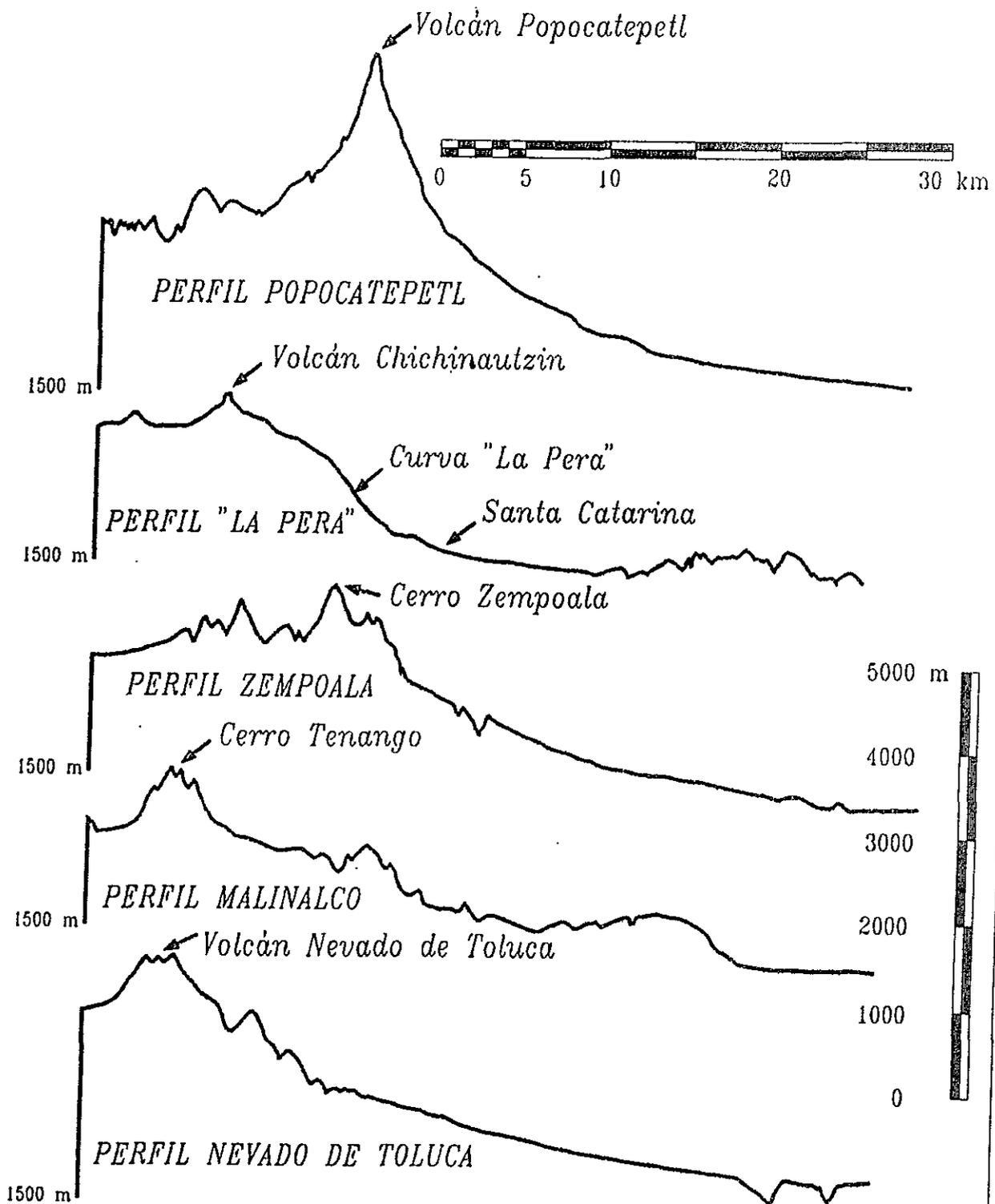
Martin del Pozzo (1989), también propone que existe un fallamiento E-W que corta algunos de los conos y lavas cuaternarias. También afirma que el alineamiento de conos y conos sobrepuestos es predominantemente E-W. El alineamiento de los volcanes monogenéticos E-W, los desniveles y escarpes anteriores; fallamientos posiblemente Pleistocénicos que son visibles en imágenes de satélite pero que no cortan a los depósitos Holocénicos, indican que el cierre de la Cuenca pudo haber sido tectónico.

También Suter y Quintero (1992), sugieren que la parte central de la FVT está afectada por sistemas de fallas normales y fosas tectónicas que originan escarpes pronunciados orientados en dirección E-W, apoyándose en imágenes de satélite y datos estructurales.

Delgado-Granados, *et. al* (1995), hacen un análisis morfológico regional al sur de la Cuenca de México, mostrando también una discontinuidad entre los límites del Estado de México y Morelos. Esto consiste en un repentino cambio en altitud de cerca de 3400 m.s.n.m. a cerca de 1500 m.s.n.m. (figura 6). Esta discontinuidad morfológica puede ser seguida a lo largo del límite sur de la Faja Volcánica Mexicana desde Toluca hasta el área del Popocatepetl.

Datos de campo indican que el Volcán Popocatepetl es cortado por fallas con dirección E-W y extensión horizontal orientada en dirección NW-SE coincidiendo con la vergencia del colapso estructural del edificio. La discontinuidad morfológica, la

FIGURA 6. Perfiles topográficos que muestran un repentino cambio en altitud a lo largo del límite sur de la Faja Volcánica Trasmexicana, desde Toluca, hasta el área del Popocatepetl.



distribución de estos grandes colapsos, datos estructurales e información geofísica disponible (sismológica y gravimétrica), les permiten identificar un sistema de fallas (llamado "Sistema de Fallas La Pera") el cual está actuando como un gran sistema de fallas de desprendimiento en el México Central. Este sistema de fallas probablemente fue iniciado durante el Plioceno (hace aproximadamente 5 millones de años) cuando las condiciones geodinámicas cambiaron como una evidencia de la migración en la Faja Volcánica Transmexicana.

Por lo tanto se especula que el vulcanismo de la Sierra Chichinautzin está asociado a este sistema de fallas.

En la sección geológica anexa se observa como un sistema de fallamientos normales originan el vulcanismo de la Sierra Chichinautzin, estas fallas no son visibles superficialmente por que han sido cubiertas completamente por los derrames recientes, aunque existen evidencias indirectas, como las pendientes locales de 35° a 42° en la zona de la curva "La Pera".

CONCLUSIONES

Al finalizar este trabajo se puede concluir lo siguiente:

- La Formación Tepoztlán esta conformada por varios tipos de depósitos: lahares, piroclásticos, fluviales y flujos ignimbríficos.
- Los análisis petrográficos favorecen la hipótesis de que la fuente de aporte de la Formación Tepoztlán es el Centro Volcánico de Zempoala.
- Los diques identificados en la formación Tepoztlán probablemente están asociados a las primeras manifestaciones volcánicas del Grupo Chichinautzin.
- Dentro del Grupo Chichinautzin, se definieron informalmente 15 unidades, con sus respectivos miembros las cuales son: Formación Acopiaco, Tefra Santa Catarina, Formación La Cima, Tefra Oclayuca, Formación Cuilojo, Formación Antonio Barona, Formación Tres Cumbres, Formación San Bartolo, Formación Otates, Formación Tepetlapa, Formación Tláloc, Formación Suchioc Grande, Formación Palomito, Formación Pelado y Formación Tepetl.
- Las rocas que constituyen estas unidades son de composición andesítico-basáltica, como lo demuestran los análisis petrográficos de más de 50 muestras de roca.
- En esta zona predominan los conos de escoria con derrames de lava asociados, la morfología de estos derrames está determinada principalmente por su composición y el relieve preexistente.
- Algunos derrames como el Derrame "La Pera" no tienen un punto de emisión específico y pueden deberse a derrames fisurales.
- Los tubos de lava juegan un papel muy importante para que los flujos de lava puedan viajar grandes distancias como es el caso de los derrames Caballito y Suchioc Grande entre otros.
- La actividad más joven de la Sierra Chichinautzin es menor a 2000 años como se ha calculado; por evidencias arqueológicas en el Cerro del Tepozteco, lavas del Volcán Suchioc Grande podrían tener una edad menor a 2000, sin embargo volcanes como el Chichinautzin podrían ser aún más jóvenes.
- La composición de las lavas de la zona de estudio es andesítico-basáltica, pero se han encontrado también xenolitos de rocas metamórficas y cuarzo que indican una cristalización en disequilibrio.
- La alineación de los volcanes en la zona de estudio está asociada a una tectónica extensional, a fracturas profundas y es predominantemente E-W. La evidencia más sobresaliente es la fractura de dimensiones considerables que se encuentra en el cráter del Volcán Chichinautzin con dirección E-W, a lo largo de la cual se alinean el cono de lava parásito del Volcán Chichinautzin y los volcanes: Hoyo, Manteca, Palomito y Caballito.
- El escarpe que existe entre el límite sur de la Sierra Chichinautzin y el Valle de Cuernavaca es de aproximadamente 1900 m y está asociado al "Sistema de Fallas de desprendimiento La Pera".
- El origen de la Sierra Chichinautzin está ligado al sistema de fallas La "Pera".

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, S. V. y Ortiz R. R., 1984, *Volcanología*. Ed. Rueda, Madrid, 510 pp.
- AGUAYO, C.J. y Marín, C. S., 1987, Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. *Bol. Soc. Geol. Mex.* Tomo XLVIII,(2), p. 15-39.
- AGUAYO, C.J., Marín, C. S. y Sánchez, D. F., 1989, Evolución Geológica de la Cuenca de México. Simposio Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos A.C., p: 25-41.
- BÖHNEL, H. and Urrutia F. J., 1990, Paleomagnetic data from central Mexico and their use for paleosecular variation studies. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, p. 224-235
- BLOOMFIELD, K., 1975, A late Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico: *Geologische Rundschau*, V. 64(2); p. 476-497.
- CARDONA, A. y Hernández, N., 1995, Modelo Geoquímico conceptual de la evolución del agua subterránea en la Cuenca de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, UNAM, V. X. Num. 3, II Época, septiembre-diciembre.
- CAS, Ray A. F. and Wright, V. J., 1993, *Volcanic Successions Modern and Ancient*: London, Chapman & Hall, 528 p.
- CERVANTES, L. P. y Molinero R. J., 1995, Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México. UNAM, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, 74 p.
- COMISIÓN NORTEAMERICANA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA, 1983, Código Estratigráfico Norteamericano. Traducción al castellano hecha por Magnolia Sánchez-López y Lia Cabib-Levi, Sociedad Geológica Mexicana, México, D.F., 87 p.
- CONY, P.J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, V. 15(1), p. 6-15
- CORDOVA, F. A., Martín del Pozzo, A.L. y López, Camacho J., 1994, Paleolandforms and Volcanic Impact on the Environment of Prehistoric Cuicuilco, Southern Mexico City. *Journal of Archeological Science* 21, p. 585-596.
- DE CSERNA, Z., Fries, C., Rincón, O., Silver, L., Westley, H., Solorio M., Shmitter, V., 1974, Datos Geocronométricos de los Estados de México y Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* V. 26, p. 263-273.

DE CSERNA, Z. y Fries, C., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con resúmen de la Geología de la Hoja Taxco, Edos, de Guerrero, México y Morelos. Carta Geológica de México serie 1: 100, 000; Instituto de Geología, UNAM., 47p.

DELGADO-GRANADOS, H. y Martín del Pozzo, A.L., 1993, Pliocene to Holocene Volcanic Geology at the Junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco Ranges, Southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*, V. 32(3), p. 511-522.

DELGADO-GRANADOS, H., Nieto-Obregon, J., Silva-Romo G., Mendoza-Rosales, C., Arellano-Gil, J., Lermo-Samniego, J. y Rodriguez-González, M. La Pera Detachment fault System: Active faulting south of México City (II): Geological evidence, Reunión Anual 1995, Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco del 13 al 17 de noviembre 1995, resumen, *GEOS*, V. 15, (2), p. 64.

DEMANT, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, UNAM, Instituto de Geología, *Revista* 2, (2), p. 172-187.

DEMANT, A., 1979, Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico, UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, 3, p. 39-57.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOGRAFÍA, 1982, Carta de uso de suelo y vegetación, Cuernavaca, E-14-5, esc. 1: 250 000, INEGI, SSP.

DÍAZ, C., E. y Mooser, F., 1972, Formación del Graben de Chapala, *Soc. Geol. Mexicana Mem. II Conv. Nac.*, p. 144-145.

ESPINAZA-PEREÑA, R., 1994, Tubos de lava en el Volcán Suchiuc, Sierra de Chichinautzin. Tercera Reunión Nacional de Geomorfología (resúmenes), Guadalajara, Jal.

FELIX, J. and Lenk, H., 1890, *Beitrage zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico*: Stuttgart Schweizer bart; v.1, p. 78,88.

FRIES, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. UNAM, Instituto de Geología, *Bol.* 60, 236p.

GASTIL, R. and Jensky, W., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 13, p. 171-180.

GUNN, B. M. and Mooser, F., 1971, Geochemistry of the volcanics of central Mexico. *Bull. Volcanol.*, 34, p. 577-616.

- HASENAKA, T. and Carmichael, I.S., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, p. 105-124.
- HASENAKA, T. and Carmichael, I.S., 1987, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: Petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28 (2), p. 241-269.
- HARO, S. J., 1985, Estudio sedimentológico de la porción oriental de la Formación Tepoztlán, Morelos. UNAM, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, 67p.
- HERRERA-BERVERA E., and Verma S.P., 1978, Paleomagnetic Study of Sierra de Chichinautzin, México. *Geofísica Internacional*, V. 17 (2), p. 167-180.
- HERRERO, E., Urrutia, J., Martín, A.L., Böhnell, H. and Guerrero, J., 1986, Normal amplitude Bruhnes paleosecular variation at low-latitudes: A paleomagnetic record from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geophysical Research Letters* 13, p. 1442-1445.
- HUMBOLDT, A., 1808, *Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne*: Paris, F. Schoell, 905 p. (also translation in Spanish by V.G. Arano, 1822)
- HUMBOLDT, A., 1826, *Cosmos*: Buenos Aires, Glem, p. 509-593.
- KRISHNA, S. S. and Pardo M., 1993, Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, V. 20, (14), p. 1483- 1486, julio.
- LERMO-SAMANIEGO, J.F., Nieto-Obregon, J., Delgado-Granados H., Rodríguez-González, M., Huidobro-González A., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., 1993, La Pera Detachment Fault System: Active faulting south of Mexico City (1): seismological evidence. Reunión Anual 1993, Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco del 13 al 17 de noviembre 1995, resumen, *GEOS*, V. 15, (2), p. 64.
- LOMNITZ, C., 1982, Direct evidence of a subducted plate under Southern Mexico. *Nature*, 296, p. 235-238
- LOZANO, G.R., 1953, Fenómenos de erosión en la Región de Tepoztlán Edo. de Morelos y en el Valle del Mezquital, Edo. de Hidalgo: Memoria del Congreso Científico Mexicano, pte. 3, p. 206-207.
- LUGO-HUBP, José, 1970, Introducción al estudio de los conos Volcánicos en la parte Noroccidental de la Sierra de Chichinautzin, D.F. (Tesis de licenciatura): ESIA-IPN.
- LUGO-HUBP, José, 1984, Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Serie Varia, T.I (8), Instituto de Geografía, UNAM, México, 95 p.

MARTIN DEL POZZO, A.L., 1980, *Volcanología de la Sierra de Chichinautzin* (Tesis de maestría), Facultad de Ciencias, UNAM, 113 p.

MARTIN DEL POZZO, A.L. 1982, *Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico*. Bull. Volcanol., V. 45-1.

MARTIN DEL POZZO, A.L., 1989, *Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra de Chichinautzin*, Facultad de Ciencias (tesis doctoral). UNAM, p. 2-135.

MAUKINEN, E. A., and Dalrymple, G. B., 1979, *Revised geomagnetic polarity Time Scale for the interval 0-5 m. y. B.P.* Jour. Geophys. Res., 84, 615-626.

MENA M., Espíndola, J. M., Singhs, K. and López-Colmenares G., 1997, *Recent advances in the gravimetric study of Popocatepetl volcano, Central México*. IAVCEI, Puerto Vallarta, Mexico (Abstracts).

MOOSER, F., 1962, *Bosquejo Geológico del extremo sur de la Cuenca de México*. Congreso Geológico Internacional, Mex. D.F. Libro Guía de la Excursión, C-9, p. 9-16.

MOOSER, F., 1963, *Historia Tectónica de la Cuenca de México*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. 15, p. 239-246.

MOOSER, F., 1969, *The Mexican Volcanic Belt. Structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating*: Symposium on the Upper Mantle. Pan. Am. Symposium Upper Mantle, México., V. 2, p. 15-22

MOOSER, F., 1972, *The Mexican Volcanic Belt. Structure and tectonics*. Geofísica Internacional, V. 12, P. 55-70

MOOSER, F., 1975, *Historia Geológica de la Cuenca de México: Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal*, Tomo 1, p. 9-38.

MOOSER, F. and Maldonado, K.M., 1961, *Penecontemporaneous tectonics along the Mexican Pacific Coast*. Geofísica Internacional, 1, p. 1-20.

MOOSER, F., Narin E. M. y Negendank, F.W., 1974, *Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of the Mexico*. Geol. Rundsch., 63, p. 451-483.

MORÁN-ZENTENO, D. J., 1984. *Geología de la República Mexicana*. INEGI, México, D.F. 88p.

- NAKAMURA, K., 1977, Volcanoes as Possible Indicators of Tectonic Stress Orientation-Principle and Proposal: *Journal Volcanology and Geothermal Research (Holanda)*, V. 2, p. 1-16.
- NEGENDAK J.F.W., 1972, Volcanics of the Valley of Mexico, Description of some Mexican Volcanic Rocks with Special Consideration of the opaques, Part 1: Petrography of the volcanics: *Nues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlung*, v. 116 (3), p. 308-320.
- NEGENDAK, J.F.W., 1973, Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Geofisica Internacional*, 13, p. 267-278
- NEGENDAK, J.F.W., Emmermann, R., Mooser, F., Seifert-Kraus U. y Tobschal, H.J., 1981, Evolution of some Tertiary and Quaternary central volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt and possible different positions of the Benioff Zone. *Zbl. Geol. Paleont.*, 1. p. 183-194.
- NELSON, S. A., y Carmichael, I. S. E., 1984, Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sangagüey volcano, Nayarit, México. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, p. 321-335.
- NIXON, G. T., 1979, Magnesian andesites of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Role of the lithosphere thickness in determining along-arc variations of calc-alkaline magmas. *Geol. Soc. Am. Abstr. W/Programs*, p. 487.
- NIXON, G. T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, p. 514-523.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldan Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Moran-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S. y Nieto-Samaniego, A., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la carta Geológica de La República Mexicana. Esc: 1: 2'000 000 Instituto de Geología UNAM, Consejo de Recursos Minerales , SEMIP, p. 74.
- OCHOTERENA, F. H., 1978, Origen y edad del Tepozteco. Instituto de Geografía UNAM, Bol. N. 8, p. 41-54,
- ORDOÑEZ, E., 1937, Tepoztlán Estado de Morelos: *Bol. Soc. Geol. Mex.*, V. 10, p. 91-112
- PAL, S., López, M., Pérez, J. y Terrell, D.J., 1978, Magma characterization in the Mexican Volcanic Belt (México), *Bull. Volcanol.*, 41, p. 379-389.
- PEMEX., 1988, Cortes litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Tulyehualco-1, y Copilco-1. Información consultada en la Fundación J. Barros Sierra, A.C. Mex. D.F.

PÉREZ-CRUZ, G., 1988, Estudio sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México. Tesis de maestría inédita. DEPMI, UNAM, México, D.F.

RICHTER, P. y Negendank, J., 1976, Spurenelementuntersuchungen an Vulkaniten des Tales von Mexico. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 38-39, p. 179- 200

ROBIN, C., 1982. Relations volcanismes alcalins et andésitiques dans le sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province Alcaline Orientale). Annal. Sci. l'Univ. Clermont-Ferrand II, 30, 503 p.

SÁNCHEZ-DÍAZ, L.F., 1989, Los acuíferos de la Ciudad de México, su estado actual y alternativas de solución para su control y conservación. Tesis de Maestría en Ciencias. IPN, ESIA, inédita, 382 p.

SCANDONE, R., 1979, Preliminary Evaluation of the Volcanic Hazard in the Southern Valley of México: Geofísica Internacional, V. 18(1), p. 21-35.

SCHLAEPFER, C., 1968, Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. Hoja México 14Q-h(5), Escala : 1: 100,000. Instituto de Geología UNAM.

SHURBET, D. H. y Cebull, S. E., 1984, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics, 101, p. 159-165.

SIEBE, C., Macías J.L., Abrams M. Rodríguez S., Castro R. y Delgado H., 1995, Quaternary Explosive Volcanism and pyroclastic Deposits in East Central Mexico: Implications for Future Hazards. Geological Society of America Annual Meeting, New Orleans, Louisiana, Field Trip Guide Book No. 1.

SOLANES, M. C. y Vela E., 1991, Miniguía del INAH, Casa del Tepozteco, Consejo Nacional para la Cultura y las Artes.

STRECKEISEN, A., 1973, Classification y nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of the igneous rocks. Geotimes, octubre, p. 26-30.

SUTER, M y Quintero Q., 1992, Active Faults and State of Stress in the central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. Journal of Geophysical Research, V. 97, (88), julio, p. 11.

SWINAMER, R. T., Pearce, T.H., y Nixon G.T., 1986, Volcanology of the Sierra de Chichinautzin región, Mexico; preliminary results. Geological Sciences, Queen's Univ., Kingston Ontario, Canada, p. 1-11.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y Valencio, D.A., 1976, Estudio paleomagnético del basalto del Pedregal de San Angel, Valle de México. Rev. Inst. Geof., UNAM, 27 pp.

- URRUTIA-FUCUGAUCHI, y Castillo, L. del, 1977, Un Modelo del Eje Volcánico Mexicano. Bol de la Soc. Geol. Mex., V. 38, p. 18-28
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J.; Maupome, L. Y Brosche, P., 1981, Archaeomagnetic research programme, an introduction to the knowledge of magnetism in pre-Columbian Mesoamerica. Rep. Inst. Geof., UNAM, 25 pp.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y Martin del Pozzo A.L., 1993 , Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzín, Cuenca de México. Geofísica Internacional, V. 32, (3), p. 523-533.
- VAZQUEZ-SÁNCHEZ, E. y Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional, v. 28(2); p. 133-190.
- VENEGAS, S. S., Herrera F. J. y Marciel F. R., 1985, Algunas características de La Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. Geofísica Internacional, v. 24-1, p. 47-81.
- VERMA, S. P., 1981a, Los Humeros Caldera Puebla, México $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and LILE evidence for its petrogenesis. IAVCEI Symp.- Arc. V. Tokyo and Hakone, p. 404-405(abstract).
- VERMA, S.P. 1981b, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, K, Rb, Cs, Ba, en la Sierra de Chichinautzin, Valle de México y sus implicaciones petrográficas. Union Geofísica Mexicana, Bol. 1, 4A 8-9 (Abstract)
- VERMA, S.P., 1982, Datos isotópicos de Sr y Nd en el Cinturón Volcánico Mexicano: una síntesis e implicaciones. Resúmenes Reunión Anual 1982. Unión Geofísica Mexicana, A3-A-4 (abstract).
- VERMA, S.P., 1983, Magma genesis and chamber processes at Los Humeros Caldera, México-Nd and Sr isotope data. Nature, 301, p. 52-55.
- VERMA, S.P., 1985, Mexican Volcanic Belt (Preface). Geofísica Internacional, Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 1, 24, p. 7-19.
- VERMA, S. P. y Armienta, 1985, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Alkali and Alkaline Earth Element Geochemistry of Chichinautzin Sierra, México: Geofísica Internacional, v. 24-4, p. 665-678.
- WITTCHE, E., 1918, La Sierra de Tepoztlán, en: Salinas E.: Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, T. 38, p. 355-385.

APÉNDICE A

PETROGRAFÍA

APÉNDICE A

PETROGRAFÍA

MUESTRA: AC-1

Localización: San Andrés de La Cal

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Cuautla

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: calcita criptocristalina

Roca muy compacta de grano muy fino, con fracturas rellenas de minerales opacos, como pirita y algunos óxidos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Granularidad: fina

Calcita microcristalina (micrita), con foraminíferos < 10 %, algunos cristales euhedrales de calcita.

Minerales esenciales:

Calcita

Minerales accesorios:

Minerales opacos

CLASIFICACIÓN: Mudstone

MUESTRA: LAH-1

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: Blanco grisáceo

Minerales observables: hornblenda, plagioclasa y fragmentos de andesita con abundantes cristales de hornblenda.

Toba de ceniza, con laminaciones paralelas de 1-3 cm de espesor, las laminaciones son de ceniza fina y lapilli angulosos, con gradación inversa y normal, con cristales de hornblenda, plagioclasas, feldespatos y fragmentos de roca, en una matriz de ceniza muy fina.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Fragmentos angulosos de biotita, plagioclasas, orto y clinopiroxenos, en una matriz fina arcillosa, criptocristalina con microlitos de plagioclasa. Oxihornblenda en secciones hexagonales y abundantes minerales opacos. Es notable la angulosidad de los cristales.

CLASIFICACIÓN: Toba cristalina andesítica

MUESTRA: IX-1

Localización: norte de Santiago Tepetlapa

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: hornblenda y epidota

Fenocristales de plagioclasa muy alterados adquiriendo una coloración verde posiblemente por la alteración de la hornblenda. Los cristales de hornblenda son en promedio de 1 mm de largo, la matriz es microcristalina color gris claro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de plagioclasa y feldespatos con inclusiones de hornblenda. Las hornblendas presentan secciones rómbicas bien definidas. La matriz es criptocristalina muy alterada, pequeños cristales de cuarzo subhedrales.

Minerales esenciales:

andesina	75%
Feldespato potásico	11.5%

Minerales accesorios:

hornblenda	10%
piroxeno	3%
minerales opacos	0.5%

CLASIFICACIÓN: Dacita

MUESTRA: CLAS-2 (clasto lahar)

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: rosa claro

Minerales observables: hornblenda y plagioclasas

Feno y microcristales de hornblenda, plagioclasas y piroxenos, en una matriz alterada de color rosa claro. Los piroxenos y la hornblenda están rodeados por minerales de alteración; este clasto presenta bandas concéntricas de distintos tonos en función del grado de alteración, la banda superficial está silicificada.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media con fenocristales

Fenocristales de plagioclasas y microclina con textura simplectítica muy alteradas. La mayoría de las plagioclasa presentan inclusiones de piroxenos, algunas son reemplazadas por hornblenda. Hay segregaciones de minerales opacos. Microfenocristales de piroxenos, hornblenda, cuarzo y plagioclasa, dentro de una matriz criptocristalina muy alterada.

Minerales esenciales:

andesina	82%
microclina	12%

Minerales accesorios:

clinopiroxeno	3%
ortopiroxeno	1%
hornblenda	2%

CLASIFICACIÓN: Dacita

MUESTRA: CLAS-3

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: hornblenda, piroxeno, plagioclasa, limonita, epidota

Cristales de hornblenda, piroxenos y plagioclasa en una matriz de cristales de plagioclasa. La roca está muy alterada y la mayoría de las plagioclasas están alteradas a sericita.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de plagioclasa y microfenocristales de hornblenda clino y ortopiroxenos, dentro de una matriz criptocristalina color pardo claro de microlitos de plagioclasa, opacos y arcilla, en ésta hay aglomeraciones de

plagioclasas y minerales opacos. Las plagioclasas se encuentran completamente alteradas a epidota y sericita. También la hornblenda está muy alterada a limonita y minerales opacos.

Minerales esenciales:

andesina 92%

Minerales accesorios:

clinopiroxenos 2%

ortopiroxenos 2%

hornblenda 3%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita de hornblenda

MUESTRA: CLAS-4

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: blanco verdoso

Minerales observables: hornblenda, piroxenos y epidota

Microfenocristales de hornblenda, piroxenos y plagioclasa dentro de una matriz blanca criptocristalina con alteración a epidota, capas concéntricas por alteración.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de plagioclasas alteradas, hornblenda y ortopiroxenos en una matriz criptocristalina de microlitos de plagioclasa, opacos y arcillas. Ortopiroxenos reemplazando a clinopiroxenos con una corona de minerales opacos a su alrededor; pequeños microfenocristales de cuarzo.

Minerales esenciales:

andesina 87%

microclina 6.5%

cuarzo 0.5%

Minerales accesorios:

clinopiroxenos 2%

hornblenda 3%

ortopiroxenos 1%

CLASIFICACIÓN: Dacita

MUESTRA: CLAS-5

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris muy claro

Minerales observables: anfíboles, plagioclasas y piroxenos

Fenocristales de hornblenda en forma de agujas y de secciones rómbicas típicas, dentro de una matriz microcristalina de plagioclasas alteradas a sericita y epidota.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de plagioclasa hornblenda y ortopiroxenos en una matriz criptocristalina abundante, las plagioclasas presentan textura, simplectítica y mirmequítica.

Minerales esenciales:

andesina 90%

Minerales accesorios:

hornblenda	7%
clinopiroxenos	2%
ortopiroxenos	1%

CLASIFICACIÓN: Andesita de hornblenda

MUESTRA: CLAS-6

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: hornblenda, epidota y plagioclasas

Bandas concéntricas con distintos tonos de color en función de la alteración, las bandas superficiales son claras, mientras que las del centro son más oscuras. Microfenocristales de plagioclasa, hornblenda y ortopiroxenos, en una matriz microcristalina, las hornblendas son euhedrales y algunas llegan a medir hasta 1 cm de largo.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de plagioclasa, hornblenda, clino y ortopiroxenos euhedrales, en una matriz microcristalina de microlitos de plagioclasa. Algunas de ellas están reemplazadas por piroxenos.

Minerales esenciales:

andesina	91.5%
----------	-------

Minerales accesorios:

hornblenda	3%
------------	----

clinopiroxenos	5%
----------------	----

minerales opacos	0.5%
------------------	------

CLASIFICACIÓN: Andesita de hornblenda

MUESTRA: TLAC- 3

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Dique que intrusión a la Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: plagioclasas y piroxenos

Fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, dentro de una matriz microcristalina color gris oscuro. Algunos fenocristales llegan a medir hasta 8 mm de largo, sin embargo están alterados adquiriendo un color verde olivo, otros cristales están alterados a limonita adquiriendo color pardo rojizo. También se observan microfenocristales de piroxenos de color negro verdusco de menores dimensiones que las plagioclasas, dentro de una matriz criptocristalina. Es notable la alteración de algunos minerales a limonita.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media con fenocristales

Fenocristales de plagioclasa macladas y zoneadas de 1-4 mm de largo; microfenocristales de ortopiroxenos y clinopiroxenos dentro de una matriz de microlitos de plagioclasa microcristalina; los ortopiroxenos presentan inclusiones de minerales opacos.

Minerales esenciales:

andesina	92.5%
----------	-------

Minerales accesorios:

ortopiroxenos	6%
---------------	----

clinopiroxenos	1%
----------------	----

minerales opacos 0.5%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de hiperstena

MUESTRA: GOR-1

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litostratigráfica a la que pertenece: Dique que intrusión a la Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: piroxenos, plagioclasas y limonita

Microfenocristales de plagioclasa de hasta 3 mm de largo y piroxenos color verde oscuro en una matriz microcristalina de color gris claro; algunos cristales están muy alterados a limonita.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Típica textura bimodal con fenocristales de andesina zoneados y maclados; piroxenos en una matriz microcristalina de agujas pequeñas de plagioclasas y minerales opacos; clino y orto piroxenos (hiperstena y augita) de secciones semi cuadradas y prismáticas. Las plagioclasas tienen abundantes inclusiones de minerales opacos y piroxenos, la limonita es abundante rodeando a los piroxenos por alteración, también algunas plagioclasas están sericitizadas.

Minerales esenciales:

andesina 80%

Minerales accesorios:

augita 10%

hiperstena 6%

limonita 2%

sericita 2%

CLASIFICACIÓN: Andesita

MUESTRA: GOR-2

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litostratigráfica a la que pertenece: Dique que intrusión a la Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: plagioclasas euhedrales y piroxenos

Plagioclasas de 1-2 mm de largo euhedrales, piroxenos de color verde oscuro pequeños de secciones cuadradas algunos muy alterados adquiriendo una coloración café rojiza.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: mediana

Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y piroxenos euhedrales embebidos en una matriz microcristalina de plagioclasa y minerales opacos. La mayoría de las plagioclasas están zoneadas y presentan una textura poikilitica y esquelética, con inclusiones de la matriz.

Minerales esenciales:

andesina 83%

Minerales accesorios:

clinopiroxenos 12%

opacos 2%

limonita 3%

CLASIFICACIÓN: Andesita

MUESTRA: GOR-3

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Dique que intrusión a la Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: piroxenos y plagioclasas

Muestra semejante a GOR-1 , fenocristales de plagioclasa y piroxeno muy alterados color café euhedrales en una matriz microcristalina de plagioclasa.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Textura porfírica: fenocristales de plagioclasa y piroxenos euhedrales en una matriz microcristalina de minerales opacos y plagioclasas con zoneamiento normal, macladas. Son abundantes los cristales euhedrales de augita con secciones cuadradas de 8 lados, algunos de ellos maclados con abundantes inclusiones de minerales opacos. Algunas plagioclasas están muy alteradas a arcilla y además presentan textura simplectítica con minerales opacos.

Minerales esenciales:

andesina 86%

Minerales accesorios:

augita 7%

opacos 2%

sericita 4%

limonita 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita

MUESTRA: GOR-4

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Dique que intrusión a la Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris muy claro

Minerales observables: plagioclasa y piroxeno

Microfenocristales de plagioclasas y piroxenos muy alterados, debido a esto la roca adquiere un color gris más claro, dentro de una matriz muy fina.

MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Microfenocristales de andesina con textura esquelética, augita euhedral dentro de una matriz de andesina microcristalina.

Minerales esenciales:

andesina 81%

Minerales accesorios:

augita 7%

hiperstena 8%

opacos 1%

sericita 2%

limonita 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita

MUESTRA: ARR-1

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Dique que intrusión a la Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: plagioclasas y piroxenos

Fenocristales de plagioclasa y piroxeno dentro de una matriz muy alterada, algunos minerales adquieren una color amarillo verdoso por alteración. Agregados de plagioclasas y piroxenos intercrecidos formando aglomerados de cristales.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Textura traquítica de microlitos de plagioclasa orientados en forma paralela, abundantes microfenocristales de andesina, clino y ortopiroxenos euhedrales. Las plagioclasas se encuentran muy alteradas y algunas presentan inclusiones de piroxenos.

Minerales esenciales:

andesina 89%

Minerales accesorios:

hiperstena 3%

augita 4%

epidota 2%

sericita 2%

CLASIFICACIÓN: Andesita

MUESTRA: VE-2200

Localización: Cerro del Tepozteco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Dique que intrusión a la Formación Tepoztlán

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: plagioclasas y piroxenos

Microfenocristales de plagioclasas y piroxenos en una matriz microcristalina de color gris, es notable la presencia de minerales muy alterados, que adquieren una coloración café rojizo.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Abundantes microfenocristales euhedrales de plagioclasa y ortopiroxenos en una matriz de microlitos de plagioclasa y minerales opacos. Es común que los ortopiroxenos presenten secciones cuadradas y su típico crucero a casi 90° ; todas las plagioclasas están zoneadas y algunas macladas.

Minerales esenciales:

andesina 84%

Minerales accesorios:

hiperstena 7%

augita 6%

minerales opacos 1%

limonita 1.5%

sericita 0.5%

CLASIFICACIÓN: Andesita

MUESTRA: Z-1

Localización: Cerro de Zempoala

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Lahar de Zempoala (clasto)

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

Color al fresco: blanco amarillento

Minerales observables: plagioclasas, feldespatos y anfíboles

Fenocristales de feldespato, plagioclasas y hornblenda en una matriz fina alterada color pardo claro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de hornblenda, andesina y microclina subhedrales, en una matriz criptocristalina muy alterada. Microfenocristales de cuarzo redondeado, algunos de ellos rodeados por feldespatos.

Minerales esenciales:

andesina	85%
microclina	11%
cuarzo	1%

Minerales accesorios:

hornblenda	3%
------------	----

CLASIFICACIÓN: Dacita

MUESTRA: ZE-3

Localización: Cerro de Zempoala

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Lahar de Zempoala (clasto)

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: anfíboles y plagioclasas

Microfenocristales de plagioclasas y hornblenda dentro de una matriz fina color rosa claro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Microfenocristales de hornblenda, andesina y microclina subhedrales dentro de una matriz fina microlítica.

Minerales esenciales:

andesina	85%
sanidina	11%

Minerales accesorios:

hornblenda	4%
------------	----

CLASIFICACIÓN: Andesita de hornblenda

MUESTRA: XOCHI-1

Localización: Cerro de la Cruz, Santa Cruz Xochitepec, Xochimilco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Xochitepec

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: anfíboles, feldespatos y plagioclasas.

Microfenocristales de plagioclasa y anfíboles euhedrales en una matriz muy fina color gris.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Microfenocristales de clinopiroxenos, andesina y sanidino en una matriz microlítica félsica, con minerales opacos de forma acicular y de secciones cuadradas. Las plagioclasas se encuentran muy alteradas a sericita, pequeños cristales de hornblenda, con crucero típico de anfíboles bien desarrollado.

Minerales esenciales:

andesina	78%
sanidino	14%
cuarzo	0.5%

Minerales accesorios:

opacos	2%
clinopiroxeno	5%
hornblenda	0.5%

CLASIFICACIÓN: Dacita

MUESTRA: Xochi-2

Localización: Cerro de la Cruz, Santa Cruz Xochitepec, Xochimilco
Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Xochitepec

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

Color al fresco: blanco verdoso.

Minerales observables: feldespatos y plagioclasas

Finos cristales de piroxenos, feldespatos y plagioclasas dentro de una matriz fina blanca.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales de andesina subhedrales, sanidino y clinopiroxenos dentro de una matriz microlítica, las plagioclasas se encuentran muy corroídas.

Minerales esenciales:

andesina	75.5%
sanidino	17%
cuarzo	0.5%

Minerales accesorios:

clinopiroxenos	7%
----------------	----

CLASIFICACIÓN: Dacita

MUESTRA: CALL-1

Localización: Poblado Tepoztlán

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: microcristales de olivino

La roca es de textura muy fina y compacta, abundan microcristales de olivino dentro de una matriz muy fina (microcristalina), de color gris claro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: muy fina

Microfenocristales de clinopiroxeno y olivino alterado en las orillas a idingsita. La matriz está constituida por pequeños cristales de olivino, clinopiroxenos y plagioclasa.

Minerales esenciales:

andesina	90%
----------	-----

Minerales accesorios:

olivino	9%
idingsita	1%

MUESTRA: PER-1

Localización: Autopista México-Cuernavaca, curva La Pera

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: ninguno

Roca compacta y de granularidad fina, de tal forma que a simple vista no se distingue ningún mineral, con el microscopio se logran ver algunas cristales de olivino y plagioclasa.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales de olivino con inclusiones de minerales opacos y plagioclasa, inmersos en una matriz de pequeños cristales de plagioclasa con textura traquítica, olivino, piroxenos y minerales opacos; textura subofítica, en la que los cristales de plagioclasa están parcialmente envueltos por cristales de piroxeno.

Minerales esenciales:

andesina 93%

Minerales accesorios:

olivino 6%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: TLAC-1

Localización: oeste del Poblado Tlacotenco, en la vía de tren

Unidad litostratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: algunos olivinos alterados

La roca es muy compacta no porosa y afanítica, sólo se observan algunos pequeños cristales de olivino, la roca es gris claro y de grano muy fino.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales euhedrales de olivino y ortopiroxenos, los primeros presentan textura esquelética, con caras cristalinas bien desarrolladas, pero en su interior aparece parte de la matriz en la que están embebidos. La matriz es de microlitos de plagioclasa, minerales opacos y olivino, con inclusiones de minerales opacos.

Minerales esenciales:

andesina 89%

Minerales accesorios:

ortopiroxenos 3%

olivino 6%

minerales opacos 2%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: MAN-1

Localización: Autopista México-Cuernavaca, entronque hacia Tepoztlán

Unidad litostratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino y plagioclasas

Fenocristales de olivino bien desarrollados (euhedrales) algunos de secciones prismáticas, microcristales de plagioclasa dentro de una matriz gris oscuro. La roca es muy compacta y muy fresca, los minerales que la constituyen no están alterados.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina con fenocristales

Microfenocristales de augita de secciones semicuadradas de 8 lados bien desarrolladas, también fenocristales de olivino con abundantes inclusiones de minerales opacos. La matriz es microcristalina de microlitos de plagioclasa.

Minerales esenciales:

andesina 91%

Minerales accesorios:

augita 5%

olivino 3%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita de augita

MUESTRA: SC-5

Localización: este del Poblado Santa Catarina

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino, plagioclasa, limonita

Fenocristales de olivino de hasta 2 mm de diámetro inmersos en una matriz de grano muy fino de plagioclasa color gris. Algunos cristales de olivino están oxidados presentando una coloración café rojiza en sus límites.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina con fenocristales

Fenocristales de olivino subhedrales, dentro de una matriz fina de plagioclasas, olivino y minerales opacos en agujas y de secciones cuadradas, en los espacios dejados por las plagioclasas; es notable la abundancia de minerales opacos en los olivinos (textura poikilitica).

Minerales esenciales:

andesina 93%

Minerales accesorios:

olivino 5.5%

magnetita 0.4%

ilmenita 0.3%

pirita 0.3%

limonita 0.5%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: COA-3

Localización: oeste del Poblado Coajomulco, en la vía de tren

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: Gris oscuro

Minerales observables: plagioclasas y olivinos

Fenocristales euhedrales de olivino algunos de ellos llegan a medir hasta 6 mm de diámetro, otros presentan textura esquelética observable en muestra de mano (la matriz se ha introducido en el interior de los fenocristales). Presenta textura vesicular, las vesículas son irregulares.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina con fenocristales

Grandes fenocristales de olivino bien desarrollados, también abundan cristales de augita dentro de la matriz; algunos piroxenos reemplazan a las plagioclasas.

Minerales esenciales:

labradorita	89%
Minerales accesorios:	
augita	3%
olivino	7%
minerales opacos	1%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: COA-4

Localización: este del Poblado Coajomulco, en la vía de tren

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: fenocristales de olivino

Roca muy compacta, abundan los fenocristales de olivino de hasta 5 mm de diámetro, algunos otros presentan textura esquelética, inmersos en una matriz fina.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina con fenocristales

Fenocristales de olivino bien desarrollados, microfenocristales de ortopiroxenos, clinopiroxenos y de plagioclasa dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa.

Minerales esenciales:

labradorita	86%
-------------	-----

Minerales accesorios:

olivino	6%
ortopiroxeno	5%
clinopiroxeno	3%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: SC-3

Localización: oeste del Poblado Santa Catarina

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Otates, Derrame La Pera

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino y plagioclasa

Fenocristales de olivino de secciones hexagonales inmersos en una matriz gris de grano fino de plagioclasa. La roca tiene textura vesicular, las vesículas tienen en su interior una capa de minerales alterados que adquieren un color café (limonita).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Fenocristales euhedrales y subhedrales de olivino, algunos con textura esquelética, los cristales de olivino presentan bien desarrollada la parte externa englobando en el núcleo matriz en la que están inmersos. Los cristales de olivino miden hasta 5 mm de diámetro.

La matriz está constituida de microlitos de plagioclasa orientados con respecto a la dirección de flujo, algunas suelen estar macladas (textura traquítica); los intersticios dejados por los cristales están ocupados por olivinos con inclusiones de minerales opacos de secciones redondeadas o cuadradas.

Minerales esenciales:

labradorita	93%
-------------	-----

Minerales accesorios:

olivino	5%
limonita	0.5%

minerales opacos 1.5%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: IX-2

Localización: Autopista México-Cuautla , al noreste del Poblado Santiago Tepetlapa

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetlapa, Derrame Tepetlapa

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino

Roca con textura vesicular y fenocristales euhedrales de olivino distribuidos uniformemente en la matriz microcristalina.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales de olivino y plagioclasas dentro de una matriz microcristalina con textura intergranular, también pequeños cristales de olivino, forman parte de la matriz.

Minerales esenciales:

andesina 94%

Minerales accesorios:

olivino 5%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Basalto andesítico de olivino

MUESTRA: IX-3

Localización: Volcán Tezontle, al norte del Poblado Santiago Tepetlapa

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetlapa, Volcán Tezontle

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino y plagioclasa

Fenocristales de plagioclasa y olivino de hasta 2 mm, dentro de una matriz de grano muy fino, color gris.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Fenocristales de plagioclasa y de olivino euhedrales con abundantes inclusiones de minerales opacos, todas las plagioclasas están macladas, matriz intergranular de olivino, plagioclasas, vidrio y minerales opacos.

Minerales esenciales:

labradorita 94%

Minerales accesorios:

olivino 5%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: ST-2

Localización: Autopista México-Cuautla, al sureste del Poblado Tepetlapa

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetlapa, Derrame Oacalco

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: olivino y plagioclasas

Roca porosa, las vesículas son pequeñas y de forma irregular, muy abundantes. La textura es fina, sólo se logran observar algunas plagioclasas dentro de una matriz muy fina negra y microfenocristales de piroxenos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno dentro de una matriz de microlitos de plagioclasa y minerales opacos.

Minerales esenciales:

labradorita 91.5%

Minerales accesorios:

hiperstena 6%

augita 2%

olivino 0.5%

CLASIFICACIÓN: Basalto de hiperstena

MUESTRA: ST-3

Localización: Autopista México-Cuautla, al sureste del Poblado Tepetlapa

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetlapa, Derrame Oacalco

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: olivino y plagioclasa

Roca con textura vesicular, las vesículas son pequeñas de formas irregulares; cristales prismáticos de olivino y plagioclasa orientados con respecto a la dirección de flujo, dentro de una matriz microcristalina negra.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales de plagioclasa y olivino inmersos en una matriz microcristalina de plagioclasa, los intersticios son ocupados por vidrio, minerales opacos y olivino (textura intersertal), también son comunes cristales euhedrales prismáticos de hiperstena, con abundantes inclusiones de magnetita.

Minerales esenciales:

labradorita 95.5%

Minerales accesorios:

hiperstena 1%

olivino 3%

magnetita 0.5%

CLASIFICACIÓN: Basalto

MUESTRA: TLAC-2

Localización: oeste del Poblado Tlacotenco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Suchiuc Grande, Derrame Suchiuc Grande

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: olivino

Roca muy compacta afanítica, con algunos microfenocristales de olivino

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales de olivino euhedrales y subhedrales embebidos en una matriz microcristalina de plagioclasa, ortopiroxenos, olivino y minerales opacos.

Minerales esenciales:

andesina 91%

Minerales accesorios:

olivino	5%
minerales opacos	1%
ortopiroxenos	3%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino**MUESTRA: TLAC- 4****Localización:** Poblado Tlacotenco, al norte de Tepoztlán**Unidad litoestratigráfica a la que pertenece:** Formación Suchioc Grande, Derrame Suchioc Grande**DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:****Color al fresco:** gris oscuro**Minerales observables:** fenocristales de olivino

Fenocristales de olivino bien desarrollados en una matriz de cristales tabulares de plagioclasa; la roca tiene textura vesicular, algunas vesículas miden hasta 2 cm de diámetro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:**Cristalinidad:** holocristalina**Granularidad:** media

Matriz microcristalina con textura traquítica de plagioclasas y olivino, bien desarrollada, con fenocristales de olivino euhedrales bien desarrollados, abundantes inclusiones de minerales opacos.

Minerales esenciales:

labradorita	93%
-------------	-----

Minerales accesorios:

olivino	6%
minerales opacos	1%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino**MUESTRA: PER-2****Localización:** Autopista México-Cuautla al noroeste de Tepoztlán**Unidad litoestratigráfica a la que pertenece:** Formación Suchioc Grande, Derrame Suchioc Grande**DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:****Color al fresco:** gris claro**Minerales observables:** olivino

Son visibles fenocristales de olivino de secciones semicuadradas, rómbicas y tabulares, inmersos en una matriz muy fina de color gris, los olivinos están muy alterados.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:**Cristalinidad:** holocristalina**Granularidad:** fina

Fenocristales de olivino de 1 mm de diámetro en promedio dentro de una matriz de microlitos de plagioclasa orientados, constituyendo una matriz traquítica. La mayoría de los cristales de olivino contiene inclusiones de la matriz (textura esquelética), otros suelen ser euhedrales de secciones hexagonales, semicuadrados o rómbicos.

Minerales esenciales:

andesina	92%
----------	-----

Minerales accesorios:

olivino	8%
---------	----

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica**MUESTRA: CAÑ-1****Localización:** Cañada en el Cerro del Tepozteco**Unidad litoestratigráfica a la que pertenece:** Formación Suchioc Grande, Derrame Suchioc Grande**DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:**

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino

Roca con textura vesicular, las vesículas son de 1 cm de diámetro en promedio y de forma irregular, su interior está muy alterado a limonita; se observan a simple vista microfenocristales de olivino.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de olivino y plagioclasa prismática dentro de una matriz criptocristalina de plagioclasas

Minerales esenciales:

andesina 93.7%

Minerales accesorios:

olivino 6%

minerales opacos 0.3

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: ST-1

Localización: Autopista México-Cuautla, al sureste del Poblado Santiago Tepetlapa

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Suchioc Grande, Derrame Suchioc Grande

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: olivino y plagioclasa

Roca muy porosa con vesículas pequeñas de 2 a 3 mm, algunas rellenas de cristales blancos botroidales pequeños; abundantes fenocristales de olivino de hasta 4 mm, en la matriz se observan agujas de plagioclasa orientadas constituyendo una textura traquítica. La parte superficial de la roca está alterada y es de color pardo rojizo.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Microfenocristales de plagioclasa; fenocristales de olivino euhedrales bien desarrollados con abundantes inclusiones de minerales opacos; matriz microcristalina con textura traquítica de plagioclasas y olivino.

Minerales esenciales:

labradorita 92%

Minerales accesorios:

olivino 7%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: COA-1

Localización: este del Poblado Coajomulco

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Palomito, Derrame Caballito

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino

Microfenocristales de olivino de color verde oscuro alterados, matriz microcristalina de plagioclasa color gris oscuro con minerales opacos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina con fenocristales

En esta muestra abundan fenocristales de olivino, aunque también forman parte de la matriz, ocupando los espacios dejados por las plagioclasas, en la matriz hay minerales opacos en forma de agujas que posiblemente sean magnetita. Los fenocristales de plagioclasa están macladas.

Minerales esenciales:

labradorita 86%

Minerales accesorios:

olivino 10%

magnetita 1%

clinopiroxeno 3%

CLASIFICACIÓN: Basalto andesítico de olivino

MUESTRA: SC-2

Localización: noreste del Poblado Ahuatepec

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Palomito, Derrame Caballito

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris claro

Minerales observables: olivino

Roca muy porosa con fenocristales de olivino de 3-5 mm de diámetro con abundantes inclusiones de minerales opacos en una matriz fina gris clara

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Fenocristales de olivino y plagioclasa euhedrales y maclados, los cristales de olivino contienen abundantes inclusiones de minerales opacos, algunos de ellos de secciones cúbicas.

Los espacios dejados por las plagioclasas están rellenos por pequeños cristales de olivino anhedrales. Las plagioclasas son tabulares, prismáticas y están macladas.

Minerales esenciales:

andesina 89%

Minerales accesorios:

olivino 10%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: CH-1

Localización: Volcán Chichinautzin

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivinos y plagioclasas

Roca muy vesicular, fenocristales alargados de plagioclasa de hasta 1.5 cm de largo orientados con respecto a la dirección de flujo, éstos cristales contienen inclusiones de la matriz, formando una textura esqueletal, sobresalen fenocristales de olivinos euhedrales de color verde claro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Textura serial, los cristales de plagioclasa son de distintos tamaños, con textura porfirítica, de cristales de olivino y plagioclasa, dentro de una matriz fina de microlitos de plagioclasa, los espacios dejados por las plagioclasas y olivino están ocupados por vidrio y minerales opacos. Los cristales de plagioclasas son euhedrales, olivinos de secciones hexagonales.

Minerales esenciales:

andesina 93%

Minerales accesorios:

olivino 2%

vidrio 4%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: CRA-1

Localización: Cono de lava ubicado al oeste del cráter principal del Volcán Chichinautzin

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Cono de lava

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris obscuro

Minerales observables: fenocristales de olivino y plagioclasa

Fenocristales de olivino de hasta 3 mm de diámetro y de menores dimensiones microfenocristales de plagioclasa embebidos en una matriz microcristalina gris oscura, la roca es muy compacta.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media con fenocristales

Fenocristales euhedrales y subhedrales de olivino con abundantes inclusiones de minerales opacos, microfenocristales de plagioclasa, dentro de una matriz microcristalina, algunos minerales opacos presentan secciones cuadradas.

Minerales esenciales:

labradorita 90.5%

Minerales accesorios:

olivino 8%

minerales opacos 1.5%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: PI-1

Localización: Faldas del Volcán Piripitillo

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 3

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: olivino y plagioclasas

La muestra presenta grandes fenocristales de plagioclasas de hasta 1 cm de largo, algunas de ellas con inclusiones de la matriz, es notable también la abundancia de fenocristales de olivino de menores dimensiones, en una matriz microcristalina; la roca es muy compacta.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina con fenocristales

Fenocristales de plagioclasa y olivino euhedral bien desarrollado con abundantes inclusiones de minerales opacos, dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa.

Minerales esenciales:

andesina 94%

Minerales accesorios:

olivino 5%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: COA-2

Localización: este del Poblado Coajomulco, sobre la vía del tren

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris obscuro

Minerales observables: olivino

La roca es muy compacta con microfenocristales de olivino pequeños en una matriz muy fina de plagioclasa color gris oscuro.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Microfenocristales de olivino euhedrales y anhedrales abundantes, también formando parte de la matriz fina (esta muestra es muy semejante a COA-5).

Minerales esenciales:

labradorita 92.5%

Minerales accesorios:

olivino 7%

minerales opacos 0.5%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: COA-5

Localización: Al este del Poblado Coajomulco, sobre la vía del tren

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino y plagioclasa

Fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm y microfenocristales de olivino rodeados por una matriz microcristalina.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina

Fenocristales de olivino euhedrales, en una matriz microcristalina de plagioclasa y pequeños cristales de olivino, con pequeños cristales aciculares opacos en la matriz (semejante a COA-2).

Minerales esenciales:

Labradorita 93.5%

Minerales accesorios:

olivino 6%

minerales opacos 0.5%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: MIR

Localización: Autopista México-Cuautla, mirador La Pera

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: olivino y fenocristales de plagioclasa.

La roca es porosa, con grandes fenocristales de plagioclasa de hasta 2 cm de longitud, con residuos de matriz en su interior, es notable también la presencia de fenocristales de olivino euhedrales de secciones hexagonales o tabulares de 3-4 mm, incluso en la muestra de mano se pueden observar las inclusiones de minerales opacos en los olivinos y pirta euhedral en el interior de algunas vesículas.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: mediana

Cristales de plagioclasa y piroxenos en una matriz de minerales opacos, vidrio y microcristales de plagioclasas, en algunos fenocristales de olivino hay inclusiones de plagioclasas.

Minerales esenciales:

labradorita	87%
Minerales accesorios:	
olivino	12%
minerales opacos	1%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: CH-2

Localización: Volcán Chichinautzin

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: olivino y plagioclasas

Distinguidos a simple vista fenocristales de olivino que miden hasta 3 mm, dentro de una matriz de plagioclasa; la roca es muy porosa.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de plagioclasa maclados y de olivino con inclusiones de minerales opacos, los espacios entre plagioclasas y olivino están ocupados por vidrio y minerales opacos, que por lo general aparecen rodeando a los cristales de olivino o plagioclasa.

Minerales esenciales:

labradorita	96.5%
-------------	-------

Minerales accesorios:

olivino	8%
minerales opacos	0.5%
vidrio	5%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: CH-3

Localización: Volcán Chichinautzin, antena de microondas.

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: gris oscuro

Minerales observables: olivino y plagioclasa

Fenocristales de olivino de hasta 5 mm de diámetro, dentro de una matriz gris oscuro, de grano muy fino afanítica, con algunos fenocristales de plagioclasa, textura vesicular.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de olivino y plagioclasa inmersos en una matriz de cristales alargados de plagioclasa, opacos y vidrio, las plagioclasas son tabulares y están macladas, con inclusiones de piroxenos.

Minerales esenciales:

andesina	87.5%
----------	-------

Minerales accesorios:

olivino	5%
minerales opacos	0.5%
piroxenos	4%
vidrio	3%

CLASIFICACIÓN: Andesita basáltica de olivino

MUESTRA: CRA-2

Localización: Faldas del cráter principal del Volcán Chichinautzin

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: olivino y plagioclasa

Textura vesicular, vesículas pequeñas y abundantes fenocristales de olivino de hasta 2 mm, también microfeno-cristales de plagioclasa, dentro de una matriz microcristalina negra; relictos de plagioclasa reabsorbidos por la matriz.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de olivino euhedrales y subhedrales con abundantes inclusiones de minerales opacos dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa, la mayoría de la plagioclasas presenta textura esquelética.

Minerales esenciales:

labradorita 96%

Minerales accesorios:

olivino 3%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: CH-4

Localización: Volcán Chichinautzin

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 5

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: plagioclasa y olivino

Microfeno-cristales de plagioclasa y olivino observables a simple vista, dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: media

Fenocristales de plagioclasa macladas, algunas de ellas esqueléticas, pequeños fenocristales de olivino bien desarrollados con inclusiones de minerales opacos; la matriz es microcristalina de plagioclasas, olivino y minerales opacos.

Minerales esenciales:

labradorita 96.5%

Minerales accesorios:

olivino 3%

minerales opacos 0.5%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

MUESTRA: VE-1

Localización: Volcán Chichinautzin

Unidad litoestratigráfica a la que pertenece: Formación Tepetl, Derrame Tepetl 6

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA:

Color al fresco: negro

Minerales observables: plagioclasa y olivino

Roca muy porosa con abundantes vesículas ovaladas con respecto a la dirección de flujo, grandes fenocristales subhedrales de plagioclasa de hasta 8 mm de largo con inclusiones de la matriz microcristalina (textura esquelética). Microfeno-cristales de olivino y de plagioclasa.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA:

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: fina con fenocristales

Fenocristales euhedrales de olivino bien desarrollados, con inclusiones de minerales opacos, microlitos de plagioclasa y piroxenos anhedrales pequeños como parte de la matriz, algunos intercrecidos con olivino.

Minerales esenciales:

labradorita 94.5%

Minerales accesorios:

olivino 3%

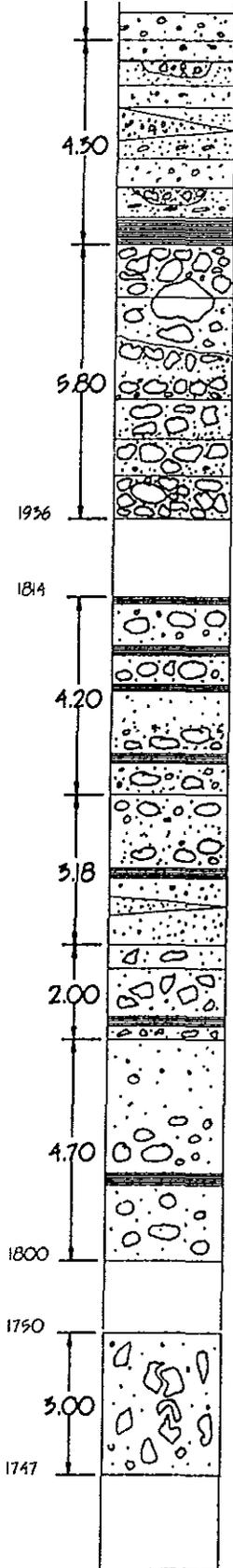
piroxenos 1.5%

minerales opacos 1%

CLASIFICACIÓN: Basalto de olivino

APÉNDICE B

COLUMNA GEOLÓGICA DE LA FORMACIÓN TEPOZTLÁN EN EL CERRO DEL TEPOZTECO



Secuencia de estratos de 8 a 12 cm de espesor promedio con laminaciones internas finas de 2 a 3 cm de espesor de arena fina.

Algunos estratos están muy bien clasificados del tamaño de arena gruesa a muy gruesa. Otros presentan laminaciones cruzadas de arena gruesa y fina.

Otros se acúan o forman canales fluviales, rellenos por conglomeraos, con clastos de hasta 50 cm redondeados, estos rellenos de canal son cóncavos hacia arriba.

MUESTRA LAH-1

Estratos de 0.7 a 1.5 m de espesor promedio, con clastos subangulosos de andesita, debido a la deficiencia en matriz los clastos están en contacto. Los estratos son muy homogéneos no hay variación vertical ni horizontal en granulometría.

Los estratos están separados por laminaciones.

Es común encontrar clastos de hasta 30 cm que ocupan 2 estratos, con límites erosivos.

No aflora

Estratos de 0.3 a 1.5 m de espesor, separados entre sí por laminaciones paralelas de arena fina a media de 5 cm de espesor, algunos de ellos presentan gradación normal, los clastos llegan a medir hasta 0.5 m de diámetro de andesita gris afanítica, subredondeados, en una matriz de arena gruesa y grava, con un 20 % de clastos.

Intercalaciones de estratos, con granulometría del tamaño de arena media, que se acúan, su espesor promedio es de 40 cm, los clastos son angulosos de andesita de hornblenda gris y rosa.

Los estratos están separados por finas laminaciones de arena fina bien clasificada, algunos otros contienen gradación normal e inversa.

MUESTRAS CLAS-2 Y CLAS-3

Estratos de 0.5 m de espesor en promedio, con 70% de clastos de andesita, de hasta 35 cm de diámetro, subangulosos, matriz de arena fina, color pardo claro, con plagioclasas y fragmentos de roca, algunos estratos se acúan y están separados por laminaciones paralelas de arena fina de 0.5 cm de espesor

Estratos de 0.5 a 1.5 m de espesor con 5% de clastos redondeados de 1 a 20 cm, soportados por matriz, los clastos son de andesita de hornblenda porfírica, color gris claro y rojo.

El depósito está pobremente clasificado y la matriz es del tamaño de arena fina a media color gris, con feldespatos y hornblenda.

Algunos estratos presentan imbricación con respecto a la dirección de estratificación, formando laminaciones poco definidas, con los clastos alineados.

Los estratos están separados por laminaciones planar y cruzada de 3-13 cm de arena fina, dirección de estratificación S53W,12

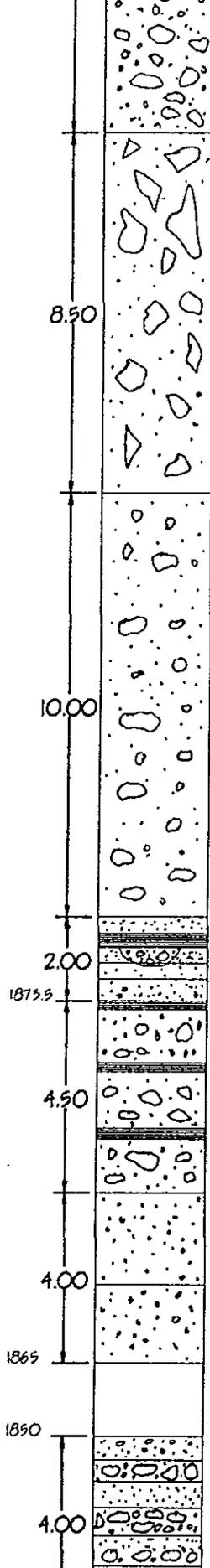
No aflora

Clastos subangulosos soportados por matriz, diámetro promedio 10 cm, litología de clastos: andesita de hornblenda, color gris, algunos fenocristales de hornblenda llegan a medir hasta 1 cm de largo.

La matriz es arenosa con plagioclasas, feldespatos, fragmentos de roca y hornblenda.

Algunos clastos presentan textura de rompecabezas, característica en depósitos de avalancha

La base de la columna no aflora en esta zona



Estrato compacto con un arreglo caótico de los clastos, estos son anquulosos y llegan a medir hasta 1.4 m de diámetro con fenocristales de hornblenda de hasta 3 mm de largo. En promedio los clastos miden 30 cm de diámetro, la matriz es de arena gruesa a fina con un 50 % de fragmentos de 2 cm, la mayoría de los clastos están fracturados. Es notable la consolidación de la matriz en depósitos asociados a lahares.

Estrato con clastos de 10 a 50 cm de espesor, de andesita de hornblenda, subredondeados, dentro de una matriz de arena gruesa. Los clastos no tienen ningún acomodo característico y debido a la abundancia de matriz no están en contacto.

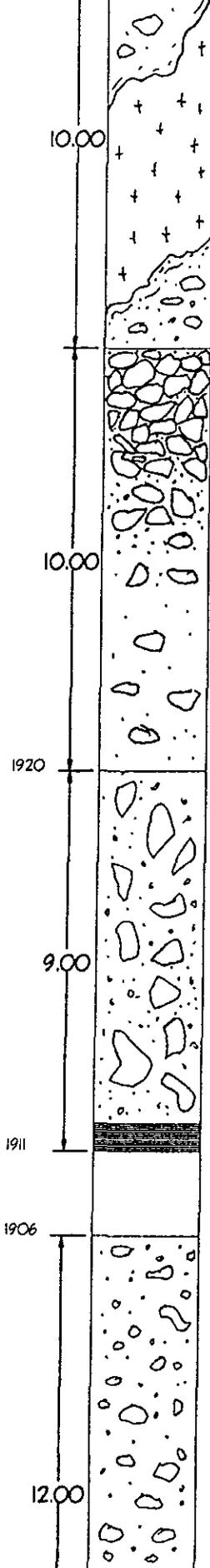
Laminaciones de arena fina a gruesa de 10 cm de espesor, cortadas por canales fluviales, rellenos de conglomeraos con matriz de arena gruesa.

Estratos de 1.5 a 2 m de espesor promedio, muy mal clasificados, con clastos de 5 a 50 cm de diámetro, subredondeados, dentro de una matriz de arena media a gruesa. Los estratos son horizontales y están separados por laminaciones de arena fina paralelas, continuas y bien clasificadas. **MUESTRA CLAS-4**

Secuencia de estratos de 2 m de espesor promedio, de arena media a muy gruesa separados por laminaciones de 1 a 20 cm de arena fina, con clastos anquulosos

No aflora

Secuencia de estratos de 30 a 50 cm de espesor, algunos de ellos bien clasificados con clastos de 5 cm de diámetro en promedio con poca matriz. Otros estratos contienen clastos de 10 cm redondeados, en contacto unos con otros que presentan gradación normal, otros gradación inversa. Los clastos son de andesita u la matriz es arenosa, bien clasificada.



1% de clastos de andesita de subredondeados a angulosos que adquieren distintas coloraciones por alteración, el diámetro de los clastos es en promedio de 15 cm, pero algunos llegan a medir hasta 1.10 m. La matriz esta mal clasificada y es abundante.

Esta secuencia es atravesada por un dique de composición adesítica y textura afanítica, descrito a continuación:

Dique con bordes irregulares, espesor promedio de 4 a 5 m, corta en forma transversal a la secuencia, se encuentra muy fracturado, dando lugar a lascas, se altera en superficie a pardo claro. Su textura es afanítica, composición andesítica, con cristales de plagioclasa y dióxido muy alteradas, observables a simple vista.

En el contacto entre el dique y la roca encajonante hay alteración hidrotermal

MUESTRAS TLAC-3, GOR-1, GOR-2, GOR-3, GOR-4, ARR-1, VE-2200

En esta unidad ha disminuido notablemente el contenido de matriz, a diferencia de los estratos inferiores se encuentra poco consolidada.

La matriz es deficiente, está constituida de arena gruesa con fragmentos de roca de 2 a 3 cm de diámetro. Como la matriz es poca, los clastos están en contacto unos con otros, son de angulosos a subangulosos, de varios colores, rojo, negro, gris, sin embarco, su composición es andesítica, algunos llegan a medir hasta 30 cm.

El estrato presenta gradación inversa

Estrato bien consolidado con:

20% de clastos de andesita color gris con abundantes fenocristales de hornblenda, de subangulosos a angulosos, de 40 a 60 cm de diámetro, algunos llegan a medir hasta 2 m.

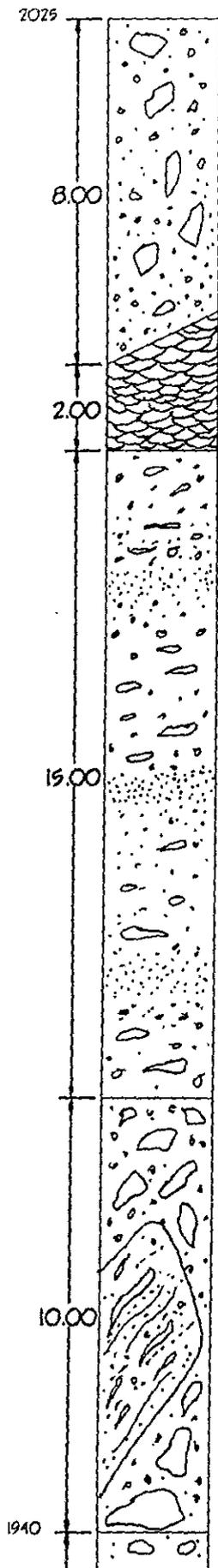
La matriz es de color gris claro, con cristales de hornblenda, fragmentos de roca y plagioclasas angulosas del tamaño de arena gruesa.

En el límite inferior del estrato se presentan laminaciones paralelas de 5 cm de espesor cada una, con clastos de 2 cm de andesita subangulosos, dentro de una matriz de arena gruesa.

MUESTRA CLAS-5

Derrame ignimbritico de 12 m de espesor promedio con fragmentos de feldespatos angulosos y fragmentos de roca pumicíticos, color blanco y gris, de hasta 30 cm de diámetro, dentro de una matriz microcristalina color rosa claro, con textura fluidal

A diferencia de los estratos adyacentes es notable el cambio en litología.



Clastos de andesita con cristales de hornblenda angulosos, tamaño promedio 5 a 7 cm, sin embargo algunos llegan a medir hasta 50 cm, abundando en un 30 %.
 La matriz esta bien consolidada, de color rojo, tamaño arena fina a media bien clasificada.

Estratificación cruzada, de arena fina a media bien clasificada, color rojo.
 Contacto superior discordante.

Clastos angulosos de hasta 30 cm, en una matriz moderadamente clasificada de arena fina y arcilla, color pardo amarillento.
 Los clastos son gris oscuro con textura fanerítica. Se logra distinguir una alineación horizontal de los clastos que define ligeramente estratos. Por sus características este depósito se puede clasificar como proclástico

MUESTRA CLAS-6

Clastos de subredondeados a subangulosos de andesitas y dacitas desde 5 cm, en promedio los clastos miden de 30 a 50 cm de diámetro y abundan en un 10 %.
 La matriz es de color rojo claro de arena fina y grava de hasta 2cm
 Dentro de esta secuencia hay bloques tabulares de 8m de espesor muy fracturados de lignimita rosa laminar bien consolidada, con texturas de flujo.
 Lateralmente este bloque es discontinuo y discordante con la secuencia.