

01123
2



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

**GEOLOGIA DE LA SIERRA DE SANTA
CATARINA, D. F.**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A :
MARIA DEL PILAR MAGAÑA GARCIA

DIRECTOR DE TESIS: DR. ARMANDO GARCIA PALOMO



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

MEXICO, D.F.

2003

A



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
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1379

SRITA. MARÍA DEL PILAR MAGAÑA GARCÍA
Presente

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

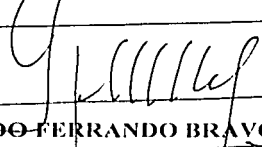
GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE SANTA CATARINA, D. F.

- I INTRODUCCIÓN
 - II GENERALIDADES
 - III METODOLOGÍA
 - IV GEOLOGÍA REGIONAL
 - V GEOLOGÍA
 - VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES
- ANEXOS
BIBLIOGRAFÍA

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D.F., a 4 de noviembre de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

GFB*RLLR*gtg



B

AGRADECIMIENTO

Al Dr. Armando García y al Dr. Sergio Rodríguez, por su confianza en la realización de este trabajo.

Asté mismo agradezco al Ing. Alberto Strias, Ing. Jorge Niolo e Ing. Enrique González por acceder a revisar y hacer sus valiosos comentarios.

Al Ing. Luis Wintbergerst Director General de Protección Civil y al Servicio Geológico Metropolitano por la boca otorgada.

Al Dr. Juan Carlos Mora, Ing. Francisco Cafaggi o Ing. Marcela Canedo por su paciencia e invaluable apoyo.

Externo mi gratitud a todas las personas que hicieron posible la terminación de este trabajo y que me brindaron lo más importante de cada uno; su tiempo, ayuda y amistad.

A mis verdaderos amigos (as)ustedes saben quienes son.

A "la María" y a Enrique Chiang por evitar que claudicara después de aquel primer examen departamental.

Pilar Magaña

D.E.P. y D.O.R. y D.I.

al mi padre Lucas Magaña dueño de mi respeto, cariño y admiración.

al mi madre Inés García por su cariño de toda la vida.

al Lucas, Gabriel, Hilda, Alicia y Guillermo; porque juntos hemos aprendido que la vida no es fácil y por estar conmigo cuando más los necesito.

al mis sobrinas (as) quienes me han permitido entrar a su mundo de sueños e ilusiones y descubrir que la vida esta llena de infinitas sorpresas.

al Francisca, Soledad, Enrique y Armando porque llegaron a formar parte de la familia.

al Héctor Javier Luna Calderón por tu excelente calidad humana; por haberlo conocido pero sobre todo porque eres mi mejor y auténtico amigo.

al Ricardo Tomás Delval (1) en recuerdo de los mejores e inolvidables momentos.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS, TABLAS Y LÁMINAS	
RESUMEN	
I. INTRODUCCIÓN.....	1
I.1 Estudios previos.....	3
I.2 Objetivos.....	3
II. GENERALIDADES.....	3
II.1 Localización.....	3
II.2 Acceso.....	4
III. METODOLOGÍA.....	4
III.1 Actividades de gabinete.....	4
III.2 Actividades de campo.....	5
III.3 Geomorfología.....	8
IV. GEOLOGÍA REGIONAL.....	20
IV.1 Vulcanismo.....	23
IV.2 Tipos de volcanes.....	24
IV.3 Tipos de erupciones.....	26
IV.4 Tipos de depósitos.....	28
V. GEOLOGÍA.....	30
V.1 Estratigrafía.....	31
Unidad la Caldera.....	32
Unidad Yuhualixqui.....	33
Unidad Xaltepec.....	34
Unidad Mazatepec 1.....	36
Unidad Mazatepec 2.....	38
Unidad Tetecón 1.....	39
Unidad Tetecón 2.....	41
Unidad Coronillas.....	43
Unidad Tecuautzi.....	44
Unidad Guadalupe.....	45
Unidad Acahaltepec.....	46
Unidad San Miguel.....	47
Depósitos Lacustres.....	48
V.2 Rasgos estructurales.....	50
VI. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	58
BIBLIOGRAFÍA.....	61
ANEXO.....	67

Lista de figuras, tablas y láminas

- Figura 1. Localización del área de estudio.
- Figura 2. Mapa Simplificado de la Cuenca de México.
- Figura 3. Modelo sombreado del volcán Yuhualixqui.
- Figura 4. Modelo sombreado del volcán Xaltepec.
- Figura 5. Modelo sombreado del volcán Tetecón.
- Figura 6. Modelo sombreado del volcán Mazatepec.
- Figura 7. Modelo sombreado del volcán Tecuautzi.
- Figura 8. Modelo sombreado del volcán Guadalupe.
- Figura 9. Modelo sombreado del volcán La Caldera.
- Figura 10. Marco tectónico de la FVTM.
- Figura 11. Perfiles comparativos de volcanes escudo
- Figura 12. Depósito de surgencia del volcán Tetecón.
- Figura 13. Columna estratigráfica de la unidad La Caldera.
- Figura 14. Columna estratigráfica de la unidad Yuhualixqui.
- Figura 15. Columna estratigráfica de la unidad Xaltepec.
- Figura 16. Estructura y secuencia de la unidad Mazatepec 1.
- Figura 17. Columna estratigráfica de la unidad Mazatepec 2.
- Figura 18. Columna estratigráfica de la unidad Tetecón 1.
- Figura 19. Columna estratigráfica de la unidad Tetecón 2.
- Figura 20. Columna estratigráfica de la unidad Guadalupe.
- Figura 21. Sección transversal de Sierra de Chichinautzin a Sierra de Santa Catarina.
- Figura 22. Línea sísmica L2/13.
- Figura 23. Modelo sombreado, en donde están representados los lineamientos principales en la Sierra de Santa Catarina.
- Lámina 1. Mapa Altimétrico
- Lámina 2. Mapa de pendientes
- Lámina 3. Mapa geológico que muestra la distribución de las diferentes unidades de la Sierra de Santa Catarina.
- Lámina 4. Sección geológica del área de estudio.
- Tabla 1. Análisis morfométrico de la Sierra de Santa Catarina.

RESUMEN

La Sierra de Santa Catarina, se localiza al sur de la Cuenca de México entre las coordenadas $99^{\circ} 04' 00''$ y $98^{\circ} 57' 30''$ de longitud Oeste y $19^{\circ} 21' 00''$ a $19^{\circ} 17' 00''$ de latitud Norte, y comprende una superficie de 77 km^2 . Es un complejo volcánico que representa un período de vulcanismo de tipo monogenético que tuvo como consecuencia dar origen a pequeños volcanes, durante el Pleistoceno Tardío. La Sierra de Santa Catarina incluye vulcanismo de tipo efusivo y explosivo que se caracterizó principalmente por la construcción de algunos domos y conos de escoria acompañados de flujos de lavas, edcoria y cenizas. La lavas que constituyen la Sierra de Santa Catarina, son de composición andesítica y andesítico-basáltico con variaciones en el contenido de sílice y minerales hidratados como hornblenda y biotita.

De acuerdo al mapa geológico escala 1:25 000 y a la sección estructural que se presentan en este trabajo se han propuesto informalmente 12 unidades estratigráficas las cuales son: Unidad la Caldera, Yuhualixqui, Xaltepec, Mazatepec 1, Mazatepec 2, Tetecón 1, Tetecón 2, Coronillas, Tecuautzi, Guadalupe, Acahaltepec y Miguel.

Las alineación de los volcanes en la Sierra de Santa Catarina definen una zona de falla con dirección preferencial E-W, a través de la cual ocurre el ascenso de magma. Con el análisis morfológico al sur de la Cuenca de México, la información del pozo Tulyehualco 1 y las secciones gravimétricas, permitieron interpretar inferir que la zona de estudio presenta una estructura tipo semi-graben, con orientación E-W y un escalonamiento de bloques hacia el norte, el cual esta delimitado por una serie de fallas verticales y subverticales que no llegan a la superficie.

La Sierra de Santa Catarina en los últimos años ha presentado un crecimiento urbano desmedido debido a la mala o inexistente planeación, sin considerar las condiciones naturales del terreno. Como consecuencia de este crecimiento la mancha urbana ocupa zonas de barrancas, áreas de pendiente abrupta, zonas vulnerables a hundimientos de terreno, deslizamientos y desprendimientos de tierra y/o roca.

INTRODUCCION

I.1 ESTUDIOS PREVIOS

La Sierra de Santa Catarina ha sido objeto de diferentes estudios geológicos de los cuales se han obtenido importantes aportes. A continuación se mencionan en orden cronológico, los más importantes.

Entre los primeros trabajos se encuentra el de Ordóñez (1895) quien estudió las características petrológicas de las lavas de la Sierra de Santa Catarina y clasificó a las lavas como andesitas de hiperstena. En 1910, Waitz y Wittich describieron las lavas de la Sierra de Santa Catarina como lavas basálticas y reportan un espesor variable, dependiendo de la forma en el subsuelo.

Posteriormente en trabajos de carácter estratigráfico, Arellano (1948) definió parte de la estratigrafía de los depósitos lacustres de la Cuenca de México y su relación con los depósitos volcánicos derivados de los diferentes centros eruptivos entre los cuales se encuentran los que conforman la Sierra de Santa Catarina.

Rodríguez y González (1989) realizaron estudios geohidrológicos y propusieron que el sistema acuífero de la Subcuenca de Chalco, presenta un comportamiento hidrodinámico controlado por las características estructurales y el régimen de carga.

Entre los trabajos de índole estructural se encuentran los elaborados por Mooser et al. (1996) y De Cserna et al. (1988). Estos autores contribuyeron en el comportamiento tectónico de la Cuenca de México, por medio del análisis regional de fallas y fracturas, apoyándose en estudios de gravimetría y el análisis de información sísmica.

Niedzielski (1991) realizó el análisis de la relación $Q = f(s)$ con base en datos de aforo para cada uno de los trece pozos del ramal de Santa Catarina—

Mixquic, localizados al sur de la Sierra de Santa Catarina, determinó que el acuífero presente en la zona es de tipo libre, incluso en aquellos lugares que inicialmente presentaban un carácter confinado.

Lugo (1994) elaboró un mapa geomorfológico de la Sierra de Santa Catarina, en el que detalló los procesos morfogenéticos (endógenos y exógenos) y resaltó el impacto provocado por la explotación de las minas existentes en el área, además, consideró que la Sierra de Santa Catarina inició su formación en el oeste con el volcán Yuhualixqui y culminó hacia el oriente con el domo Tecuautzi.

Un importante aporte al conocimiento de la historia geológica de la Sierra de Santa Catarina fue realizado por Urrutia (1995) quien publicó resultados de estudios paleomagnéticos para unidades volcánicas de la Sierra de Santa Catarina y zonas aledañas. Determinó una edad del Pleistoceno tardío, siendo los volcanes Xaltepec, Tetecón, Guadalupe y Tecuautzi los más jóvenes, indicados por la polaridad normal e intermedia y de acuerdo con observaciones morfológicas.

Campos et al., (1997) realizaron secciones gravimétricas en la Subcuenca de Chalco y determinaron la existencia de una falla con orientación este-oeste con buzamiento hacia el norte. Estos autores definieron el basamento de la región a una profundidad de 500 m aproximadamente.

Por último El Servicio Geológico Metropolitano (2000) realizó un dictamen técnico para evaluar los peligros de origen geológico en 8 diferentes predios de la Sierra de Santa Catarina. Posteriormente elaboró el mapa de peligros geológicos para toda la Sierra.

I.2 OBJETIVOS

El objetivo principal de la presente tesis es estudiar las características geológicas de la Sierra de Santa Catarina, abarcando aspectos como: origen, composición y extensión de los depósitos volcánicos, mientras que los objetivos particulares son:

-Elaborar el mapa geológico del área de estudio escala 1: 25, 000 tomando como base la interpretación de fotografías aéreas escala 1:25, 000 y las verificaciones efectuadas en campo.

-Definir la estratigrafía de los depósitos originados por los volcanes que constituyen la región de estudio.

-Analizar los rasgos morfológicos y estructurales que controlan el vulcanismo.

II. GENERALIDADES

II.1 LOCALIZACIÓN

Considerando la subdivisión de provincias geológicas de México propuesta por (Ortega-Gutiérrez, et al., 1992), la Sierra de Santa Catarina se encuentra en la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), esta constituye uno de los elementos más prominentes de la geología de México, atraviesa al país de este a oeste y concentra una gran parte de la actividad tectónica y volcánica del mismo (Figura 1).

El área de estudio se localiza en la porción sur de la Cuenca de México, en el límite norte de la Subcuenca de Chalco. Cubre una superficie de 77 km² y está limitada por los meridianos 99° 04' 00" y 98° 57' 30" de longitud Oeste y los paralelos 19° 21' 00" a 19° 17' 00" de latitud Norte (Figura 1). La Sierra de Santa

Catarina pertenece a las delegaciones políticas de Tláhuac e Iztapalapa en el D.F., y los municipios de Chalco, Tlalpizáhuc y Los Reyes, en el Estado de México.

El área queda comprendida dentro de las cartas editadas por INEGI a escala 1:50 000, correspondiente a las hojas Ciudad de México (E-14-A-49) y Chalco (E-14-A-31). El punto más alto es el volcán Guadalupe que tiene 2740 msnm, la altura de cada una de los volcanes se encuentra entre los 2420 y los 2650 msnm (Tabla 1).

II.2 ACCESO

Las principales vías de acceso son: al sur el eje 10 y la Avenida Tláhuac, mientras que por el norte, paralela a la sierra, se extiende la Calzada Ermita Iztapalapa. Por el poniente el canal de Garay que inicia desde Anillo Periférico hasta los límites con la Avenida Tláhuac, y por el oriente la Autopista México-Puebla No. 150 y la carretera federal México-Puebla No. 190. Paralela a la autopista y funcionando como lateral de esta vía regional, se localizan las avenidas Cárcel de Mujeres y la Avenida de las Torres (Figura 1).

III. METODOLOGÍA

III.1 ACTIVIDADES DE GABINETE

Se recopiló y analizó la información bibliográfica existente del área de estudio. Para obtener dicha información se consultaron artículos, libros, revistas y tesis, con la finalidad de conocer las diferentes características, interpretaciones y los problemas que se presentan en el área. Se utilizaron dos cartas topográficas Ciudad de México (E-14-A-39) y Chalco (E-14-B-31) de INEGI escala 1:50, 000. La

zona que comprende el área estudiada, se amplificó a una escala 1:25,000.

Se realizó la fotointerpretación del área de estudio con fotografías aéreas escala 1:25 000, correspondientes a vuelos efectuados por el INEGI en 1971. Se identificaron las diferentes estructuras volcánicas; así mismo, en cada volcán se cartografiaron sus depósitos con base en su expresión morfológica y relieve. Estos datos se restituyeron al mapa topográfico escala 1:25,000 para su posterior verificación en campo. Posteriormente se elaboró una sección estructural con ayuda del mapa geológico, datos obtenidos en campo, así como de pozos de extracción de agua cercanos al área e integración geofísica.

Posteriormente se hizo una descripción petrográfica mediante 10 láminas delgadas de algunas muestras seleccionadas. Con los datos recopilados en campo se realizó el mapa geológico final escala 1:25, 000, el cual sirvió como base para elaborar la sección estructural representativa del área de estudio. Por último, se llevo acabo la interpretación e integración de resultados.

III.2 ACTIVIDADES DE CAMPO

El trabajo de campo consistió en la observación y verificación de las diferentes unidades litológicas tales como: flujos de lava, depósitos piroclásticos y depósitos vulcanosedimentarios. Para lograr dicho objetivo se visitaron las minas localizadas en la zona, donde los depósitos piroclásticos y derrames de lava están mejor expuestos.

En cada uno de los sitios verificados se hicieron observaciones acerca de las características geológicas y morfológicas de la secuencia expuesta, como: color de la muestra fresca y alterada, tipo de contacto entre unidades, estructuras presentes, litología, porosidad, presencia de matriz, redondez y esfericidad del material volcánico. Se ubicaron áreas donde se presentan fenómenos tales como

deslizamientos de suelo y fragmentos, hundimientos, fallas y fracturas de las rocas. Simultáneamente se llevó a cabo la toma de muestras realizando una descripción macroscópica y ubicando estas en el mapa preliminar, para realizar posteriormente el análisis petrográfico.

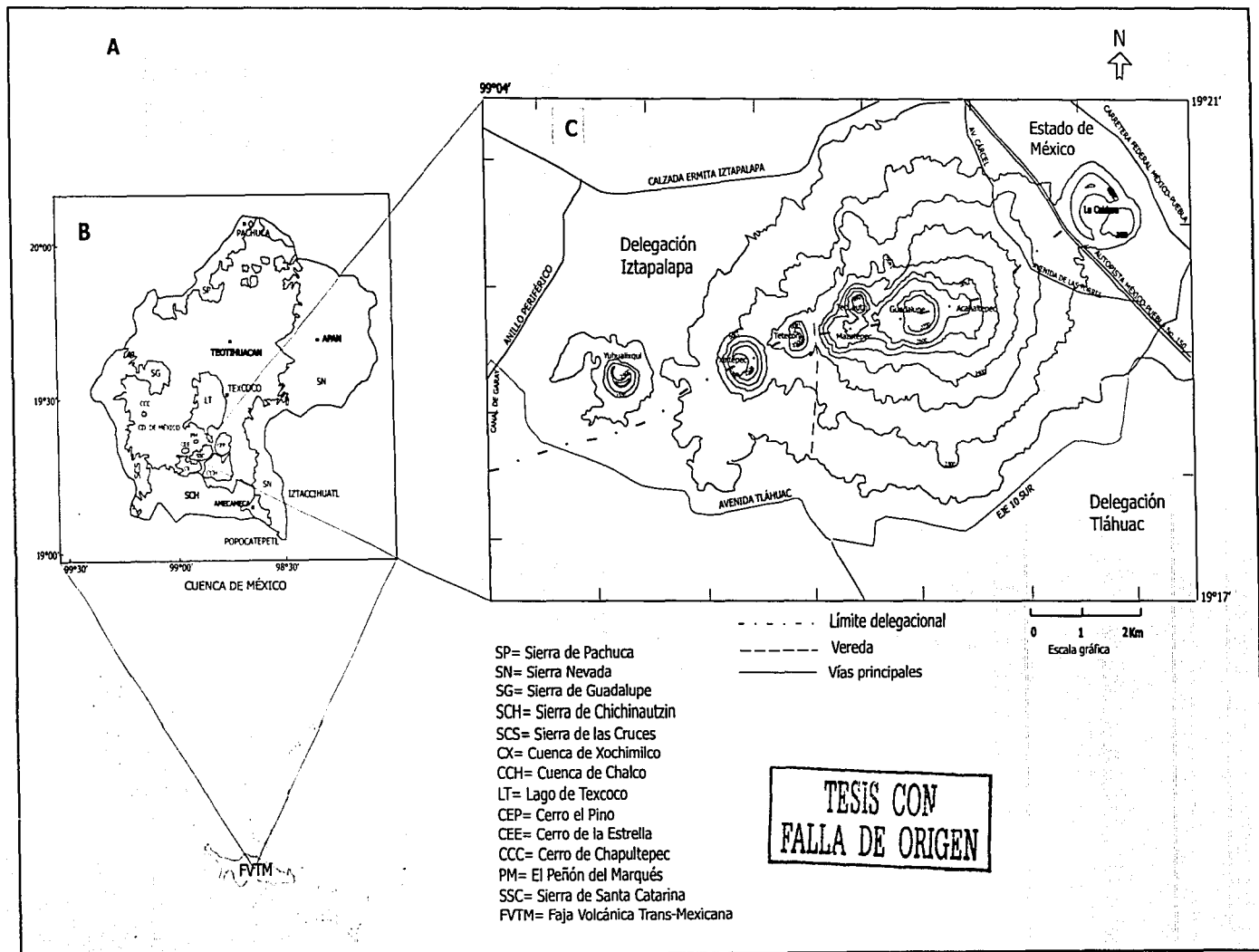


Figura 1. Provincia geológica (A), Ubicación de la Cuenca de México dentro de la FVTM (B), Mapa de localización de la Sierra de Santa Catarina (C).

III.3 GEOMORFOLOGIA

La Cuenca de México tiene una orientación NNE-SSW, y ocupa un área aproximadamente de 9600 km², con una altura media de 2400 msnm, se encuentra rodeada por diversos sistemas montañosos de origen volcánico, al norte la Sierra de Pachuca, al sur la Sierra de Chichinautzin; al oriente la Sierra Nevada y de Río Frío; y al occidente la Sierra de Las Cruces (Figura 2).

Dentro de la cuenca destacan varias prominencias topográficas: al norte la Sierra de Guadalupe, en la parte central se localiza el Cerro de Chapultepec y al sur el Cerro El Pino, El Peñón del Márquez, el Cerro de la Estrella y la Sierra de Santa Catarina (Figura 2).

La Sierra de Santa Catarina esta localizada en la parte sur de la Cuenca de México, de Oeste-Este está constituida por los volcanes: Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecón, Mazatepec, Tecuautzi, Guadalupe y La Caldera, los cuales están alineados en dirección NEE-SWW. Tiene una longitud de 12 km y una anchura de 6 km. La sierra define el parteaguas que divide a los lagos de Chalco-Xochimilco al sur y el lago de Texcoco al norte.

Los volcanes están conformados por derrames de lava y depósitos piroclásticos. De acuerdo a la fotointerpretación y los datos de campo se obtuvieron las siguientes características para cada uno de los volcanes.

Volcán Yuhualixqui

El volcán Yuhualixqui está constituido por escoria, ceniza, flujos piroclásticos y depósitos de caída que fueron emitidos hacia el noreste y sureste; tiene un diámetro mayor de 1440 y un diámetro menor de 1158 con los cuales obtenemos un valor de elipsoidad de 0.90 por lo que este volcán tiene una forma casi circular, con un cráter de 290 m de diámetro (Figura 3), la pendiente varía de 0° a 30°, la

altitud media es de 2420 m, tiene una altura relativa de 160 m. El cono tiene una dirección N29°E. El drenaje es radial, intermitente y poco integrado. La extracción de material para la construcción ha modificado casi en su totalidad la morfología original del volcán.

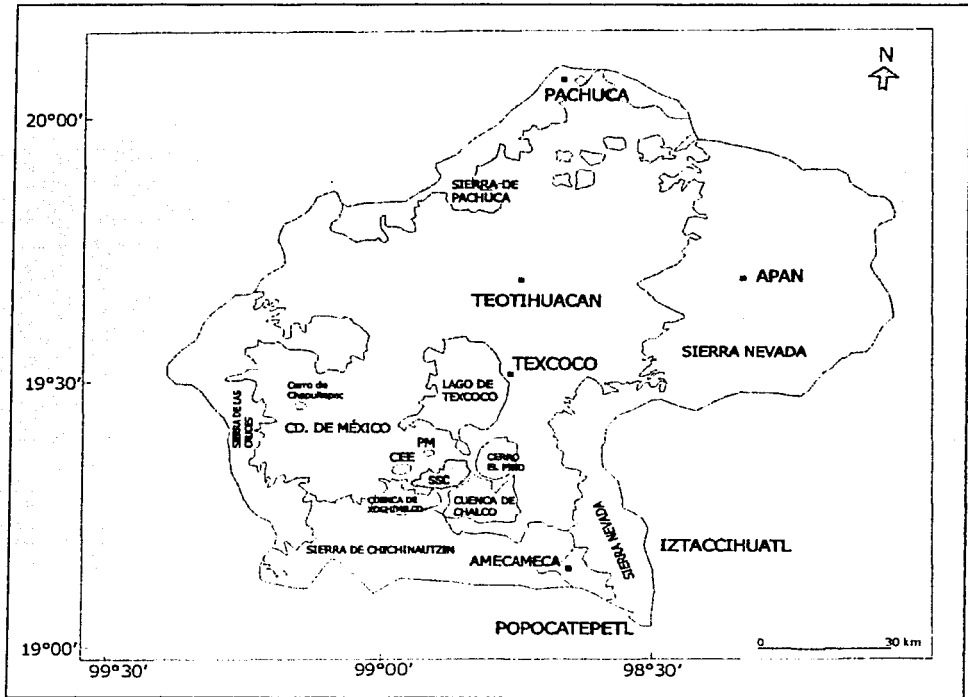


Figura 2. Mapa simplificado de la Cuenca de México (Modificado de De Cserna et al. 1988). PM= El Peñón del Marqués, CEE= Cerro de la Estrella, SSC= Sierra de Santa Catarina.

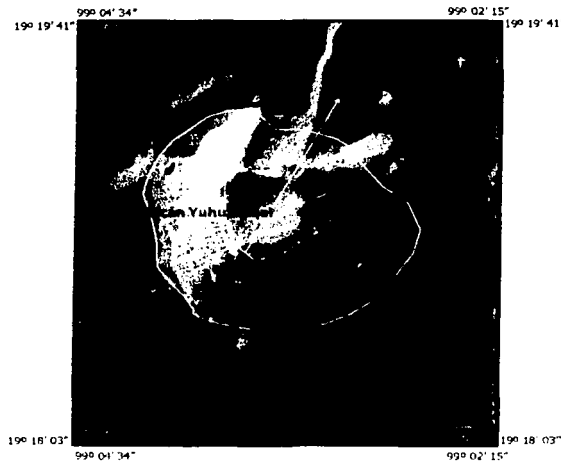
Volcán Xaltepec

Es un cono de escoria, conformado por derrames de lava, ceniza y de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

material piroclástico, los cuales se extienden hacia el noroeste y suroeste. Se encuentran sobreyaciendo a los depósitos del volcán Yuhualixqui. La diferencia entre el diámetro mayor 1450 m y el diámetro menor 1200 m da como resultado una elipsoidad de la estructura de 0.827, tiene una altura relativa de 230 m y pendientes que oscilan entre los 4° y 33°, presenta un colapso con dirección S82°W (Figura 4). El drenaje es de primer orden, de poca longitud y profundidad.

En la parte oriental de este cono existe una estructura de forma cóncava con crestas redondeadas que representa un fenómeno natural de deslizamiento de detritos, la pendiente de este depósito es de 32° a 35°.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 3. Modelo sombreado del volcán Yuhualixqui, donde se muestra el tipo de drenaje, la dirección del colapso, contorno del diámetro mayor y diámetro menor.

Volcán Tetecón

El volcán Tetecón esta constituido por escoria, ceniza, flujos piroclásticos y derrames de lava, los cuales se extienden hacia el norte y sur. Tiene una forma semicircular donde el eje de su diámetro mayor tiene una orientación casi norte-

sur, en su parte occidental tiene un domo adventicio, tiene una altura relativa de 200 m y su pendiente varía de 6° a 31° , el diámetro del cráter es de 300 m, en el cual hay un colapso con una dirección de $N63^\circ W$ (Figura 5), el drenaje es radial, intermitente y poco integrado.

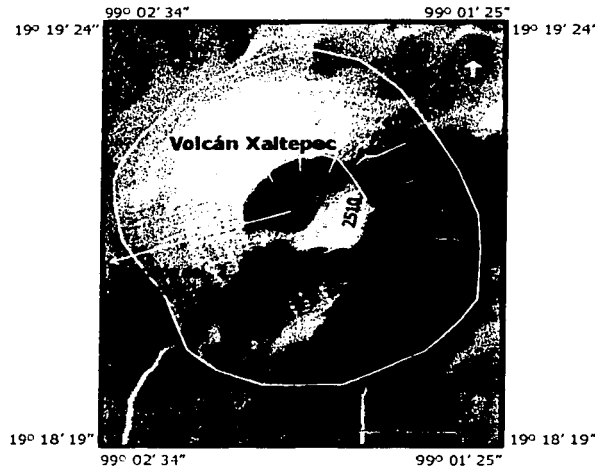


Figura 4. Modelo sombreado del volcán Xaltepec, donde se observa la dirección del colapso, drenaje y la erosión producto de la actividad antrópica.

Volcán Mazatepec

El volcán Mazatepec es una estructura con valor de elipsidad de 0.47 tiene dos cráteres (Figura 6) uno de ellos es cerrado y el otro presenta un colapso con orientación $N42^\circ E$, su altura relativa es de 170 m, la pendiente varía de 30° a 35° . Está constituido por escoria, ceniza, flujos piroclásticos y derrames de lava, que rodean el cono hacia el norte y sur. La parte noroccidental de este volcán se encuentra parcialmente destruida debido a la actividad antrópica.

Volcán Tecuautzi

El volcán Tecuautzi tiene una estructura ligeramente elíptica, con su eje mayor orientado N20°E (Figura 7). Está constituido por una alternancia de depósitos piroclásticos intercalados con derrames de lava, se distinguen dos diferentes derrames de lava de poca extensión, los cuales fueron emitidos hacia el NW y NE. Ambos derrames se encuentran obstruidos por un domo situado al norte de la Sierra de Santa Catarina y cubre una pequeña porción de los derrames del Mazatepec.

Tiene una pendiente que llega a los 38° y una altura relativa de 210 m. Al sur del Tecuautzi se encuentra un domo que emitió derrames de lava en dirección suroeste.

Volcán Guadalupe

El Volcán Guadalupe es la estructura volcánica semicircular de mayor dimensión de la Sierra de Santa Catarina (Figura 8), tiene una altura de 290 m y una pendiente que varía de los 19° a 32°. Presenta un cráter principal el cual esta colapsado en dirección S73°W.

Los derrames de lava y escoria emitidos por el volcán Guadalupe muestran una distribución hacia el norte, oriente y sur, llegando a cubrir los depósitos de los volcanes Tecuautzi y La Caldera. En la ladera oriental del volcán Guadalupe se ubica un cono adventicio, del cual emanaron lavas hacia el oriente. El drenaje es de forma radial de primer orden, poco profundo. En la parte oriental del volcán se presenta un deslizamiento de detritos constituidos principalmente por escoria que intemperiza a color rojo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

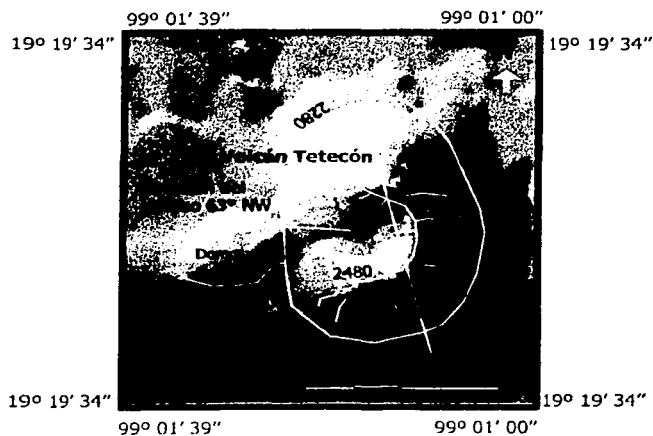


Figura 5. Modelo sombreado del volcán Tetecón, obsérvese la dirección del eje mayor en dirección del colapso y un domo pequeño.

Volcán La Caldera

El Volcán La Caldera es una estructura de pequeñas dimensiones su altura relativa es de aproximadamente 150 m. Tiene dos cráteres los cuales son independientes y se encuentran cerrados, su eje mayor tiene una orientación de N60°W (Figura 9). El drenaje es abundante y de primer orden, se presenta en forma radial, de corta longitud y profundidad. Los flujos piroclásticos de La Caldera son cubiertos por escoria y derrames de lava emitidos por el volcán Guadalupe.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

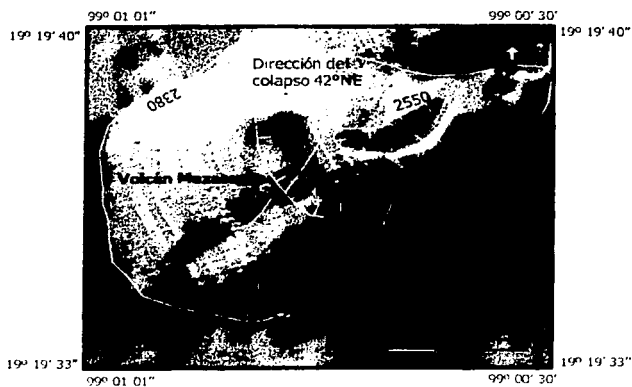


Figura 6. Modelo sombreado del volcán Mazatepec. Se observa una estructura asimétrica con dos cráteres, uno de ellos tiene un colapso en dirección N42°E.

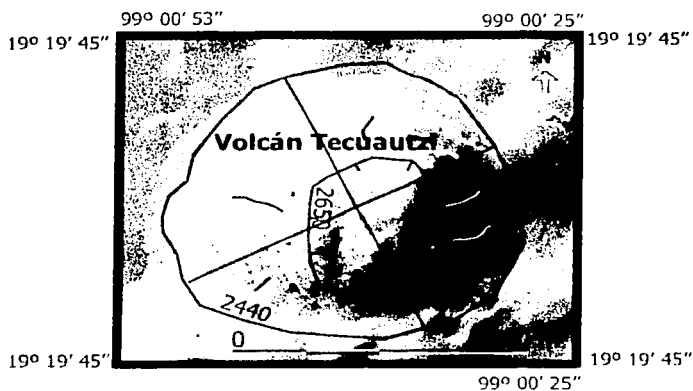


Figura 7. Modelo sombreado del volcán Tecuautzi, con laderas que alcanzan inclinaciones de hasta 38°, en la parte más alta del volcán se presentan deslizamientos de bloques.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

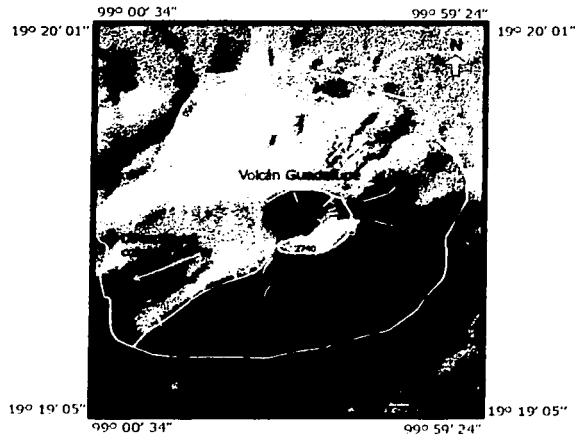


Figura 8. Modelo sombreado del volcán Guadalupe, donde se observa la dirección del colapso, el contorno del diámetro mayor y diámetro menor.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 9. Modelo sombreado del volcán La Caldera, es una estructura de pequeñas dimensiones con doble cráter y abundante drenaje de primer orden.

Los conos cineríticos en general se encuentran poco disectados por la red fluvial, caracterizada por un desarrollo incipiente, predominan las corrientes de orden bajo, de tipo paralelo y radial, de poca longitud y profundidad debido a la permeabilidad del material volcánico. En las zonas donde afloran lavas y domos hay escurrimientos que aprovechan la presencia de fracturas.

La morfología de la sierra no presenta relieves modelados por los procesos exógenos, la estructura original de los volcanes ha sido modificada en mayor proporción por factores antrópicos.

La actividad de numerosas minas a cielo abierto, caminos y veredas para transportar el material, han modificado el aspecto original de la sierra, produciendo una fuerte dinámica gravitacional y fluvial. La principal alteración del relieve en la zona es producida por la extracción del material de los conos volcánicos.

Tabla 1. Morfometría de la Sierra de Santa Catarina

Nombre	Altitud (msnm)		Altura m	D. mayor m	D. menor m	D. Cráter m	Elipsidad	Dirección del Colapso	Rumbo del eje mayor	Pendiente en grados
	cima	base								
1. Volcán Yuhualixqui	2420	2260	160	1440	1158	290	0.906	N29°E	N52°W	30
2. Volcán Xaltepec	2510	2280	230	1450	1200	400	0.827	S82°W	N8°W	32
3. Volcán Tecetón	2480	2280	200	850	580	300	0.682	N63°W	N10°W	31
4. Volcán Mazatepec	2550	2390	170	950	450		0.473	N42°E	N 74°E	30
5. Volcán Tecuautzi	2650	2440	210	750	650	200	0.866		N70°W	38
6. Volcán Guadalupe	2740	2450	290	1700	1350	350	0.764	S73°W	N65°E	35
7. Volcán La Caldera	2470	2320	150	1450	1150		0.793		N 60°W	32

La morfología que se observa en el área de estudio debe su origen a la interacción de procesos geológicos. Morfológicamente los aparatos volcánicos de la Sierra de Santa Catarina presentan rasgos comunes de estructuras volcánicas tales como: conos cineríticos, domos volcánicos, derrames de lava y secuencias piroclásticas. Los conos de escoria presentan cráteres cerrados, abiertos y algunos colapsados, con diámetros que varían de 750 m a 1700 m aproximadamente.

La clasificación morfológica de la Sierra de Santa Catarina, se definió basándose en los criterios de Wood (1979) y Tibaldi (1995), quienes proponen una clasificación de acuerdo a parámetros como la altura del cono, diámetro mayor,

diámetro menor, dirección del colapso y pendiente de los aparatos volcánicos, esta se presenta en la tabla 1, lámina 1 y lámina 2.

Las formas de los aparatos volcánicos varían desde simétrica como el volcán Yuhualixqui con un valor de elipsidad de 0.91, a formas asimétricas como el volcán Mazatepec que tiene una elongación de 0.47. La elipsidad o simetría de estos se determinó por el cociente entre el diámetro mayor y el diámetro menor, si esta relación es igual a 1 los volcanes presentan una forma circular y si la relación es menor a 1 la estructura tiende a ser elíptica o elongada. Los valores de elipsidad obtenidos para las diferentes estructuras volcánicas sugieren un fuerte control estructural en el área de estudio. El volcán Guadalupe representa la estructura de mayor dimensión la cual tiene altura relativa de 290 m y la menor altura relativa es de 160 m y corresponde al volcán Yuhualixqui.

La Sierra de Santa Catarina presenta zonas de pendiente abrupta (Lámina 2) localizadas en los aparatos volcánicos y en los frentes de lava, la pendiente en conjunto con el tipo de depósitos volcánicos provoca la inestabilidad del terreno generando el deslizamiento de bloques de roca y de detritos. Las láminas 1 y 2 muestran respectivamente la distribución de alturas y la intensidad de las pendientes.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

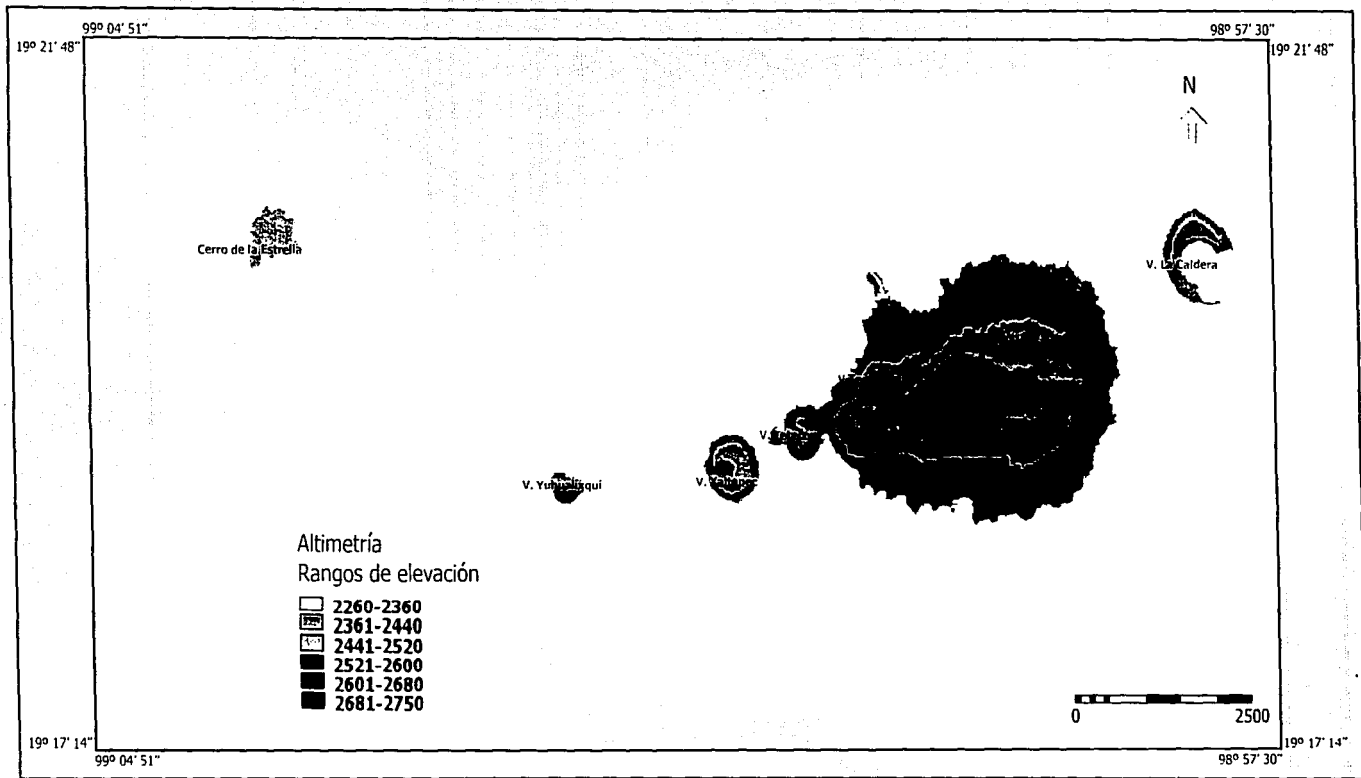


Lámina 1. Mapa Altimétrico de la Sierra de Santa Catarina.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

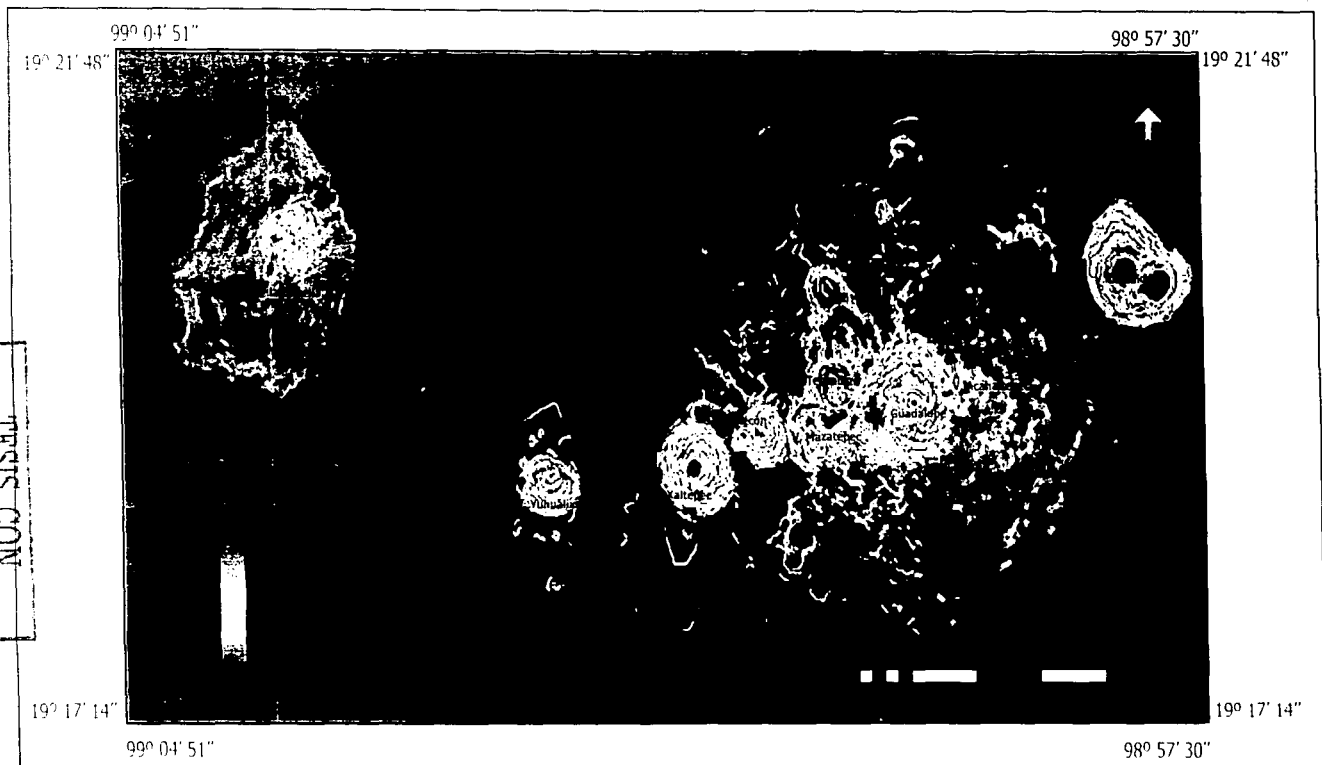


Lámina 2. Mapa de Pendientes de la Sierra de Santa Catarina.

IV. GEOLOGÍA REGIONAL

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se localiza en la parte centro-oriental de la provincia geológica denominada Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), (Ortega-Gutiérrez, et al., 1992 y carta fisiográfica de México escala 1: 1, 000, 000; 1981). Esta provincia tiene un ancho de 20 a 70 km y aproximadamente 1000 km de extensión (Figura 10). Atraviesa el país con una orientación general este-oeste, situándose aproximadamente entre los paralelos 19° 00' y 21° 00' de latitud norte y extendiéndose desde Veracruz en las costas del Golfo de México hasta cerca de Puerto Vallarta en las costas del Océano Pacífico, (Venegas, et al., 1985).

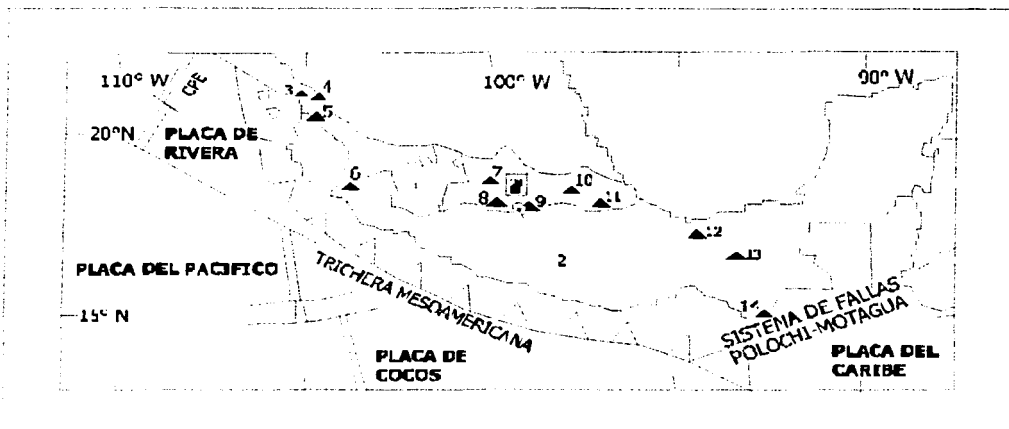


Figura 10. Marco tectónico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y localización del área de estudio. CM= Ciudad de México, 1= Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, 2= Sierra Chichinautzin. Volcanes ▲
3= Sangangüey, 4= San Juan, 5= Ceboruco, 6= Colima, 7= Jocotitlán, 8= Nevado de Toluca, 9= Popocatepetl, 10= La Malinche, 11= Pico de Orizaba, 12= San Martín, 13= El Chichón, 14= Tacaná

En cuanto a las características estructurales y su relación con el

magmatismo se ha considerado que dos principales sistemas de fallas han promovido el magmatismo dentro de la FVTM, por un lado fallas con dirección N-S y E-W. Al primer sistema se le ha atribuido como controlador de grandes estratovolcanes, mientras que al segundo sistema como controlador del vulcanismo monogenético (Alaniz-Alvaréz et al., 1998; Suter et al., 1992).

Sin embargo, existen diversas evidencias que indican la existencia de otras zonas de fallas con dirección NNE-SSW. Algunas de las razones que soportan las consideraciones anteriores son: 1) El emplazamiento de domos en la zona de Valle de Bravo a lo largo de zonas de debilidad NNE-SSW (Blatter y Carmichael, 1998), 2) El emplazamiento del Volcán Nevado de Toluca y un campo de conos monogenéticos al oeste de dicho volcán (García-Palomo, 2000), 3) La alineación de domos en la Sierra de Guadalupe, 4) La alineación de los volcanes Tlaloc y Telapón en el extremo norte de la Sierra Nevada. Por estas razones se considera que las fallas NNE-SSW junto con las fallas NNW-SSE y las fallas E-W anteriormente mencionadas, son las tres principales direcciones estructurales que controlan el vulcanismo dentro de la FVTM (García-Palomo et al., 2000).

A nivel regional la FVTM se ha dividido en tres grandes sectores con características vulcanológicas, estructurales y petrológicas propias, siendo estos: sector occidental, central y oriental (Pasquaré y Zanchi., 1987).

El sector occidental esta caracterizado por la presencia de un punto triple formado por las fosas tectónicas de Tepic-Zacoaco, Colima y Chapala. Chapala (Luhr y Carmichael., 1985). El sector central constituido principalmente por vulcanismo monogenético de la región de Michoacán-Guanajuato, y por último el sector oriental esta caracterizado por la presencia de grandes estratovolcanes (Demant, 1981 y Nixon et al., 1987).

En cuanto al origen de la FVTM se han propuesto diversas teorías, así por ejemplo:

Mooser (1958), propone que la FVTM es una estructura que se debe a la

prolongación de la Falla Clarión. Posteriormente en 1974 este mismo autor propone la teoría de la Geosutura Precámbrica, debajo de la cual se debía presentar un fenómeno de calentamiento diferencial de la corteza. Más tarde en 1975, sugiere que la geosutura, pudo haber sido reactivada por la subducción a lo largo de la costa Oaxaca-Guerrero.

Gastil et al., (1973), proponen que el vulcanismo corresponde a un sistema de fallas transcurrentes dextrales de dirección casi N-S, asociado al sistema de apertura del Golfo de California.

(Demant, 1978), consideró que la Placa de Cocos al subducirse bajo la Placa Norteamericana da lugar a las condiciones de presión y temperatura que producen fusión parcial de la corteza continental. Por lo que el magma puede ascender directamente desde la zona de fusión parcial de la corteza hasta la superficie, o llegar a cámaras magmáticas intermedias y de ahí ascender. Posteriormente (Nixon et al., 1982) estiman velocidades de convergencia de 6 a 7 cm por año y concluye que la FVTM también es resultado de la subducción de la Placa Rivera.

Existen diversos estudios en los cuales se ha tratado de establecer la edad del vulcanismo de la FVTM: Ordóñez (1895), Bryan (1948) y Garay-Maldonado (1975), establecen un rango de edad para el vulcanismo en esta región entre los 10,000 y 40,000 años, de acuerdo a las relaciones estratigráficas de los depósitos volcánicos entre sí, y de estos con los depósitos lacustres que rodean a la sierra

Algunos autores han mencionado que es posible reconocer hasta tres fases de vulcanismo en México: una fase Cretácica, una Oligo-Miocénica y otra Plio-Cuaternaria, en estas fases se observa una evolución espacio-química-temporal (Mooser, 1974, Negendank, 1972 y Nixon et al., 1987).

Se considera que el inicio la FVTM posiblemente ocurrió a fines del Mioceno Medio con una amplia manifestación en el Mioceno Tardío y con una configuración similar a la actual FVTM (Ferrari, 1999). El vulcanismo inicial de la FVTM es el producto de la subducción a lo largo de la trinchera localizada al suroeste de

México. El emplazamiento de estos productos iniciales ocurrió a través de un complejo sistema de fallas y fracturas de diferente orientación. Las diferencias entre estilos eruptivos, dirección de emplazamiento y evolución durante el intervalo del Mioceno tardío, sugiere procesos de subducción complejos durante este tiempo y un control estructural diferente entre los distintos sectores de la FVTM y las fallas existentes (Ferrari, 1999).

IV.1 VULCANISMO

Como se ha expresado con anterioridad la Cuenca de México y la Sierra de Santa Catarina son estructuras netamente volcánicas, por lo que es importante describir algunas características importantes.

El vulcanismo y la ubicación de los volcanes están controlados por los efectos dinámicos de las placas tectónicas en que está dividida la corteza terrestre. El movimiento ascendente del magma se lleva a cabo a través de fracturas en la corteza, las cuales comunican con la cima del manto o con cámaras magmáticas ubicadas dentro de la misma corteza.

Es en los límites entre placas donde se genera la mayor actividad volcánica, especialmente en márgenes constructivas de placas como las dorsales oceánicas y continentales, y en márgenes destructivas de placas como es el caso de los arcos insulares y continentales. Existen dos principales tipos de vulcanismo estos son:

El vulcanismo poligenético se debe a varias erupciones separadas por periodos relativamente largos. Este tipo de vulcanismo propicia la evolución y contaminación de los magmas, así como la ocurrencia de diferentes estilos eruptivos a lo largo de su historia. Los volcanes poligenéticos poseen complejos sistemas de conductos que han sido utilizados en su totalidad o en partes durante las diversas fases de actividad (Cas y Wrigth, 1987).

El segundo tipo es el: vulcanismo monogenético que es resultado de una sola fase eruptiva que puede llegar a durar algunos meses hasta varios años y que involucra solamente un tipo de magma. Los volcanes monogenéticos poseen un sistema de conductos simple que es empleado durante su única fase eruptiva (Cas y Wriqth,1987).

IV.2 TIPOS DE VOLCANES

Un volcán es aquella estructura geológica donde la roca fundida o fragmentada por el calor y gases calientes emergen a través de una abertura desde las partes internas de la tierra a la superficie (MacDonald, 1972). Considerando la duración de las fases eruptivas Francis (1993) clasifica a los volcanes en tres grupos:

Volcanes escudo; escudos hawaianos, galápagos:

Son aquellos cuyo diámetro es mucho mayor que su altura. Se forman por la acumulación sucesiva de corrientes de lava fluida de composición basáltica o andesítica cuyo contenido en SiO_2 varía de 40% a 45%, aunque algunos son más ácidos, con un contenido mayor a 55%. Las lavas que constituyen dichos volcanes pueden ser pahoehoe o tipo aa. Son de poca altura y pendientes suaves que varían de 2° a 10° y que raramente llegan a los 15° . Los volcanes escudo se han dividido en 5 grupos de acuerdo a su morfología siendo estos: Scutulium, Islándico, Galápagos, Hawaiano y Macroescudos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

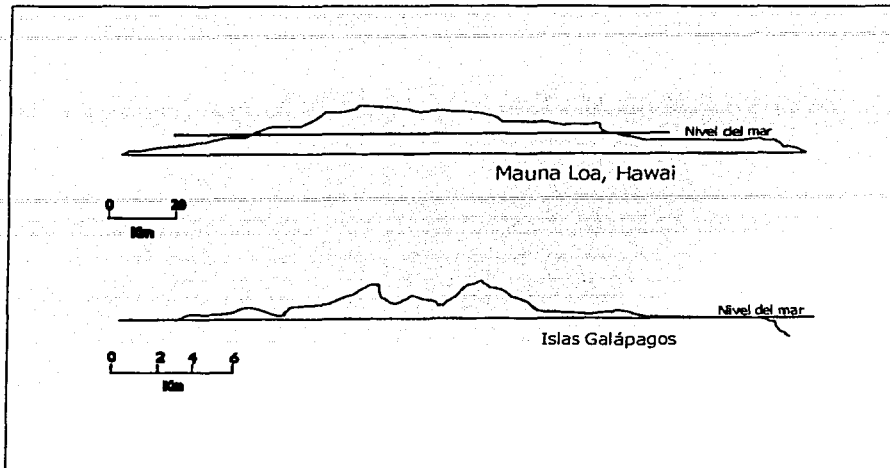


Figura 11. Perfiles comparativos de volcanes escudo a diferente escala (Modificado de Julio, 1998.)

Volcanes poligenéticos: volcanes compuestos, volcanes simples, complejos volcánicos.

Son estructuras volcánicas relativamente simétricas, con laderas escarpadas. Tienen grandes dimensiones y están formados por una alternancia de flujos de lava y capas compuestas por ceniza volcánica, escoria, bloques y bombas, lo que indica que surgieron de actividad explosiva, seguidas por una actividad efusiva. Los volcanes poligenéticos llegan a tener alturas de más de 2400 m desde su base. Algunos ejemplos son: El Pico de Orizaba (5675 msnm), el Popocatepetl (5500 msnm), el Iztaccihualt (5200 msnm), el Nevado de Toluca (3600 msnm), y el de Colima (3860 msnm), entre otros.

Volcanes monogenéticos: conos de escoria, maars, anillos de toba, conos de toba y diatremas.

Los volcanes monogenéticos tienen su base circular o ligeramente

asimétrica, son de pequeñas dimensiones que no sobrepasan los 300 m, sus laderas tienen pendientes que varían de 30° a 40°. Algunas estructuras que los conforman son los maars y los conos cineríticos.

Los campos volcánicos monogenéticos se presentan en regímenes donde existe fracturamiento que permite el ascenso del magma a la superficie (Wood, 1981). Son resultado de una sola fase eruptiva que puede llegar a durar de algunos meses hasta varios años y que involucran un solo tipo de magma.

Los maars son depresiones circulares rodeadas por un cráter de bajo relieve con alturas que varían entre 10m y 40m, constituidos por material piroclástico de diferentes tamaños, y un 80% de roca encajonante fragmentada producto de erupciones freáticas y freatomagmáticas. Generalmente esos detritos forman capas que buzan hacia el interior del cráter con pendientes casi verticales. Los maars pueden llegar a formar una diatrema como resultado de la actividad hidromagmática que les dio origen.

Los conos cineríticos son producto de erupciones estrombolianas (Cas y Wright, 1987). Las lavas que se asocian a conos cineríticos poseen un amplio rango composicional en contenido de SiO₂. Predominan en mayor grado los basaltos de olivino y andesitas basálticas de composición calcialcalina. Y en menor grado rocas basálticas alcalinas (Hasenaka et al, 1994).

IV.3 TIPOS DE ERUPCIONES

Básicamente el ascenso de magma se produce por una diferencia de densidad entre la roca fundida (magma) y la roca sólida que lo rodea. Su posterior emisión a la superficie se refleja en la actividad volcánica. Algunas veces, la salida de magma se da de manera efusiva, mientras que en otras el magma viene mezclado con gases y vapor de agua, lo cual produce eventos explosivos. De acuerdo al carácter explosivo de una erupción las erupciones volcánicas se han

clasificado en varios tipos. Las cuales son: erupciones fisurales, hawaiana, estromboliana, vulcaniana, peleana y pliniana, mismos que se describen a continuación:

Erupciones fisurales: Son las que se originan a lo largo de una fractura o grieta de la corteza terrestre, que puede tener varios kilómetros de longitud. Las lavas, en general son muy fluidas y se derraman a lo largo de la grieta, formando coladas casi horizontales de muchos kilómetros de extensión. Estas erupciones están relacionadas con lavas basálticas que son propias de las dorsales oceánicas, donde se expulsa material procedente del manto superior. En Islandia se conocen algunas emisiones de este tipo.

Hawaiana: Se caracteriza por magmas basálticos con explosiones débiles que emite materiales con mucho contenido de gases y donde son frecuentes los flujos de lava muy extensos y de poco espesor (MacDonald, 1972).

Estromboliana: Son erupciones más explosivas que las hawaianas, son intermitentes y de magmas más viscosos (basálticos), presentan una mayor proporción de fragmentos y piroclastos como bombas, cenizas y escorias. Las estructuras dominantes que llegan a formar son: conos de escoria y volcanes tipo escudo (Cas y Wriqth, 1987).

Vulcaniana: Son consideradas como erupciones violentas caracterizadas por la interacción agua-magma, sin que esta mezcla llegue a ser violenta como en el caso de las erupciones freatomagmáticas. Las erupciones vulcanianas son de composición intermedia (basáltica-andesítica, andesítica), llegan a formar depósitos de poco volumen, constituidos principalmente de fragmentos sólidos o semisólidos de lava juvenil, líticos, cenizas y pómez (Cas y Wriqth, 1987).

Pliniana: Son producto de erupciones muy explosivas de magmas viscosos de tipo félsico con eyecciones que forman grandes columnas eruptivas y flujos piroclásticos. Las intensas y continuas explosiones emiten ceniza y pómez del

tamaño de lapilli, generalmente estos depósitos son casi homogéneos (MacDonald, 1972).

Peléana: Está relacionada con magmas viscosos y una actividad muy explosiva, con emisiones de material incandescente. Los flujos de lava son poco extensos y de espesores considerables (MacDonald, 1972).

Las erupciones asociadas al hidrovulcanismo se pueden dividir en explosiones freáticas y explosiones freatomagmáticas. Estas se deben a la interacción entre agua y magma. El agua que interviene en este tipo de explosiones puede ser agua superficial o agua del subsuelo.

Las erupciones freatomagmáticas son el resultado de la emisión de magma fluido a viscoso con explosiones violentas y salidas de fragmentos sólidos.

Las erupciones freáticas pueden ser desde ligeramente explosivas hasta de explosividad moderada. Producen generalmente fragmentos sólidos de la roca encajonante, formando depósitos de oleadas piroclásticas, y en menor escala flujos piroclásticos y de caída. Las estructuras principales que se forman son conos piroclásticos, anillos piroclásticos y maars (MacDonald, 1972).

IV.4 TIPOS DE DEPÓSITOS

Considerando el origen, modo de transporte y depósito, Cas y Wright (1987), clasifican los depósitos piroclásticos en:

Depósitos de flujos piroclásticos:

Son producto del transporte de material piroclástico en una mezcla dispersa de gas-sólido con una alta concentración de partículas. Estos depósitos generalmente están controlados por la topografía, por lo tanto se encuentran rellenando depresiones. Los flujos piroclásticos son masivos, algunas veces

presentan laminaciones, son pobremente clasificados y de alta temperatura, algunas evidencias de este tipo de emplazamiento son la presencia de madera carbonizada y la deformación de esquirlas de vidrio, los cuales son parámetros para poder diferenciar entre un depósito de flujos piroclásticos o un depósito de escombros, además presentan conductos verticales, los cuales indican el escape de gases una vez emplazado el flujo piroclástico.

Depósitos piroclásticos de caída:

Se forman a partir de nubes o columnas eruptivas constituidas de tefra y gas que ascienden a grandes alturas en la atmósfera. La geometría y el tamaño de los depósitos reflejan la altura de la columna eruptiva, así como la dirección del viento al momento de la erupción. Los depósitos de caída se depositan en forma de capas con espesores uniformes, son de tipo masivos y están bien clasificados, presentan estratificación. Las formas de transporte en que pueden ocurrir los depósitos de caída son: trayectoria balística y suspensión turbulenta (Cas y Wright, 1987).

Depósitos piroclásticos de surgencia:

Son el resultado del transporte de material piroclástico sobre la superficie del terreno. Se caracterizan por ser una expansión turbulenta de baja concentración de partículas en una mezcla gas-sólido. Son topográficamente controlados y se depositan en forma de capas rellenando depresiones. Presentan estratificación delgada, estratificación cruzada de bajo ángulo, estructuras onduladas y son generalmente bien clasificados (Figura 12). Estos depósitos se forman a partir de erupciones vulcanianas, plinianas, freáticas y freatomagmáticas principalmente.

Paleocanal

Paleocanal

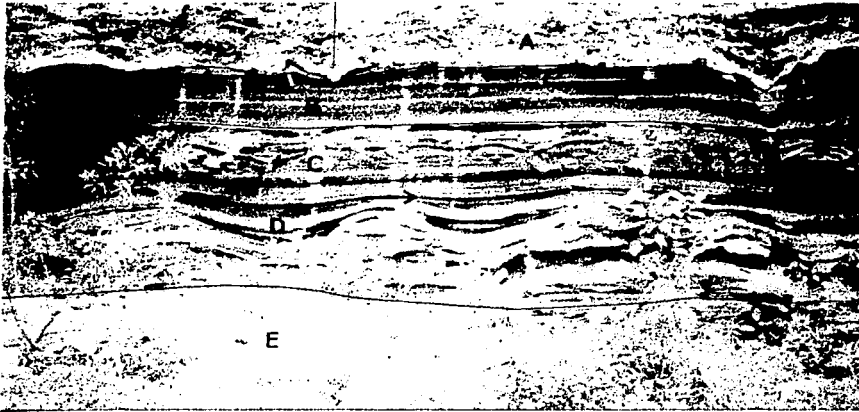


Figura 12. Depósito de surgencia en el volcán Teteocón, donde se observa la superficie de erosión (A), secuencia laminar y estratificación cruzada de cenizas (B y E), secuencia de material escoráceo y cenizas con laminación semiparalela, estratificación cruzada (c), depósito tipo basal donde la flecha indica la dirección de transporte (D).

V. GEOLOGÍA

El basamento Pre-Cuatemario de las rocas volcánicas de la Cuenca de México y la Sierra de Santa Catarina está conformado por rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Tardío y Terciario Temprano.

Las rocas consideradas como su basamento han sido son calizas, anhidritas y conglomerados del Cretácico Superior, fueron perforadas a una profundidad de 2100 m, respecto a la elevación media de la planicie, estas rocas subyacen discordantemente a sedimentos continentales, intercalados con derrames de basalto y brechas (Schlaepfer, 1968); estas rocas han sido clasificadas como Formación Morelos-Cuatla, también se correlacionan con las formaciones El Doctor, Mezcala y Balsas del Terciario Temprano (Schlaepfer, 1968).

Dentro de la Cuenca de México existen algunas otras estructuras volcánicas

Miocénicas y constituyen rasgos fisiográficos tales como la Sierra de Guadalupe con una edad entre 13 y 14 Ma y la Sierra de Las Cruces cuya edad esta entre 11 a 7 Ma (Lozano-Barraza, 1968).

V.1 ESTRATIGRAFÍA

En el mapa geológico (Lámina 3) se cartografiaron las unidades volcánicas que constituyen la Sierra de Santa Catarina y sus respectivos derrames de lava y depósitos piroclásticos.

Se diferenciaron 12 unidades volcánicas, cada una consiste en el aparato volcánico principal, depósitos piroclásticos y asociados. De la unidad más antigua a la más reciente son: La Caldera, Yuhualixqui, Xaltepec, Mazatepec 1, Mazatepec 2, Tetecón 1, Tetecón 2, Coronillas, Tecuautzi, Guadalupe, Acahaltepec, San Miguel y Aluvión. El orden cronológico que se propone en este trabajo resulta de la interpretación geológica, geomorfológica y de las observaciones de campo. En la sección estructural A-J (Lámina 4) se muestra la secuencia volcánica que conforma la Sierra de Santa Catarina.

Los productos volcánicos asociados con cada centro eruptivo, son predominantemente derrames de lava y depósitos piroclásticos constituidos por capas de escoria del tamaño de arena y limo no consolidados.

Las formas abruptas y pendientes pronunciadas definidas por los depósitos volcánicos, pasan de manera transicional hacia las zonas planas de suelos blandos de los depósitos lacustres que rodean a la Sierra de Santa Catarina. De acuerdo con información obtenida de pozos cercanos (Lámina 4), los depósitos volcánicos de la sierra están interdigitados a profundidad con los depósitos lacustres (Vázquez y Jaimes, 1988).

A continuación se presenta una síntesis de las características

litoestratigráficas de cada uno de los volcanes que constituyen la Sierra de Santa Catarina.

Unidad La Caldera

Litología y espesor

Esta unidad está formada por los depósitos del volcán La Caldera, consiste principalmente de material piroclástico. Varía de color café claro a gris claro e intertemperiza a un color amarillo oscuro. Su granulometría es del tamaño de la arena fina y gruesa. Los clastos son redondeados, poco cementados con una matriz limo-arcillosa. Incluye fragmentos de composición basáltica de color negro, angulosos y con vesículas alargadas (Figura 13). Megacópicamente se observan fenocristales de plagioclasas, olivino y piroxenos.

Las estructuras primarias presentes son gradación normal en algunos horizontes, en otros se tiene expuesto el material de forma aleatoria.

La inclinación de los estratos varía de 18° a 23°, se presentan fracturas de enfriamiento perpendiculares a la inclinación. Intercalados dentro de la secuencia se encuentran delgados horizontes de depósitos de surgencia con estructuras de impacto. La presencia de lapilli acrecional y depósitos de surgencia sugiere una actividad de tipo freatomagmática para este volcán.

Relaciones estratigráficas

La unidad la Caldera se encuentra cubierta por los derrames de lava emitidos por el volcán Guadalupe y por depósitos de aluvión. El alto grado de erosión y su posición topográfica con respecto a los demás volcanes permite ubicarla como la unidad más antigua.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Unidad Yuhualixqui

Litología y espesor

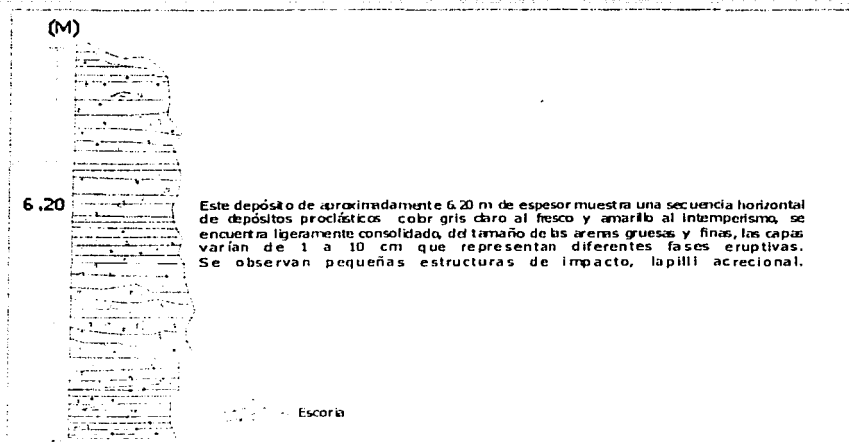
Los afloramientos de esta unidad están expuestos en los alrededores de los predios Los Olivos y Tezonchichila. Está constituida principalmente de material piroclástico conformado por cenizas y escoria soportados grano a grano. Los clastos son angulosos, fracturados, presentan vesículas alargadas y orientadas. Se observa intercalación de fragmentos de material basáltico de 15 a 20 cm de diámetro (Figura 14), con presencia de fracturas conjugadas. El material basáltico es de color gris claro que intemperizan a gris oscuro, se observan fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas.

En la parte central del volcán Yuhualixqui, existe material escoriáceo en capas que oscilan de 1 a 10 cm, presentan color negro que intemperiza a rojo, con tamaños que varían de 2 cm hasta 25 cm. En esta zona el material tiende a deslizarse por gravedad.

Relaciones estratigráficas

La unidad Yuhualixqui está cubierta por los depósitos del volcán Xaltepec, por su posición estratigráfica, grado de erosión y de conservación se infieren que son posteriores a la unidad La Caldera.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



**Figura 13. Columna estratigráfica en el punto C1 (Unidad La Caldera).
Coordenadas (19° 20' 12" N, 99° 57' 17" O).**

Unidad Xaltepec

Litología y espesor

La unidad Xaltepec, aflora en las cercanías de los predios La Estación, Zapotitla, Degollado, San Pablo, San Pedro y Niño de Jesús. Se trata de material escoriáceo anguloso, poco consolidado de color café claro y negro, así como lapilli de color negro en capas de 1 a 20 cm donde se presentan estructuras primarias como gradación normal e inversa, laminación paralela y cruzada, la estratificación tiende a tener una orientación N25°E, y N28°E (Figura 15).

La parte oriental del volcán Xaltepec tiene una estructura de forma cóncava, la cual favorece los deslizamientos en masa. Los piroclastos en esta zona están constituidos por escoria de color negro que intemperizan a rojo, con vesículas alargadas y poco orientadas. Los piroclastos llegan a medir hasta 25 cm de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

diámetro. La pendiente del depósito varía de 32° a 35°. Megacópicamente se observan fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas.

La muestra M36 es una andesita basáltica, que al microscopio presenta textura traquítica, con matriz microlítica, los minerales presentes son andesina-labradorita, ortopiroxenos, clinopiroxenos y olivino se observa calcita relleno de huecos. De acuerdo con lo observado, es posible concluir que existen varias secuencias volcánicas dentro de esta unidad, en la que predominan los flujos piroclásticos, principalmente los de ceniza.

Relaciones estratigráficas

Estos depósitos están sobrepuestos a los productos volcánicos emitidos por el volcán Yuhualixqui (Lámina 3) y están cubiertos por los productos de la unidad Tetcón 1.

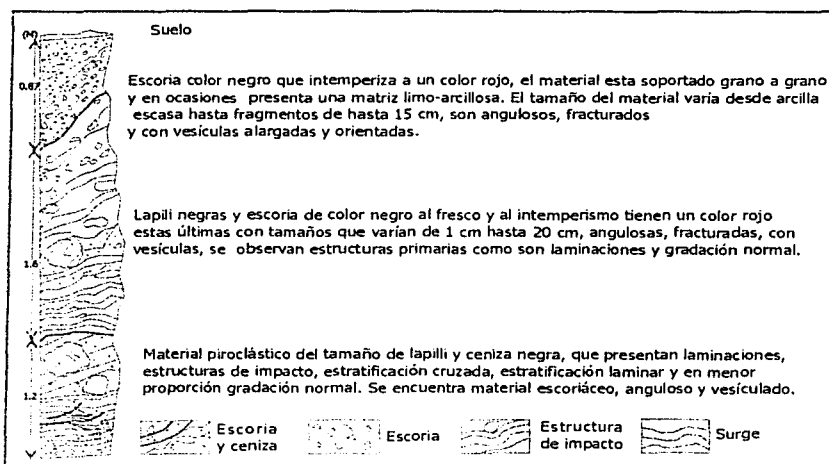
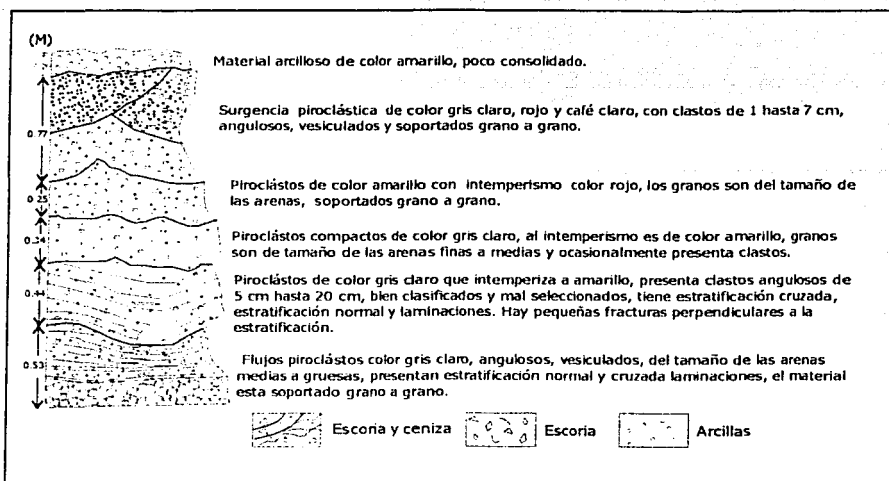


Figura 14. Columna estratigráfica del punto Yu-1 (Unidad Yuhualixqui). Coordenadas (19° 19' 27" N, 99° 03' 08" O).



**Figura 15. Columna estratigráfica del punto Xa-22 (Unidad Xaltepec).
Coordenadas (19° 18' 42" N, 99° 02' 00" O).**

Unidad Mazatepec 1

Litología y espesor

Los depósitos de la unidad Mazatepec 1 fueron emitidos por el cráter que se encuentra colapsado, estos depósitos afloran en la cercanía de los predios que conforman la Barranca Cerro Azul y están constituidos por una alternancia de derrames de lava y depósitos piroclásticos.

Los derrames de lava son principalmente de color gris claro que intemperizan a un color rojo, con textura vesicular, presentan desarrollo de zonas de brechamiento en ocasiones compactadas pero en otras deleznales y fracturamiento por enfriamiento que generan bloques que llegan a medir hasta 2 metros. Megacóspicamente se observan fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La muestra M01 es una andesita basáltica, que al microscopio presenta textura traquítica, con matriz microlítica, los minerales presentes son andesina-labradorita, ortopiroxenos, clinopiroxenos y olivino, se observa calcita relleno de huecos.

Los depósitos piroclásticos están constituidos por material escoriáceo anguloso y poco consolidado de color café claro que intemperiza a café oscuro, los clastos varían en tamaño de arena y gravas. También se presenta una secuencia de cenizas negras, la cual incluye estructuras primarias como laminaciones, estratificación paralela, estratificación cruzada de bajo ángulo, estructuras de impacto (figura 16).

Relaciones estratigráficas

Los derrames de lava y material piroclástico emitido por el volcán Mazatepec sobreyacen a los depósitos que corresponden a la unidad Tetecón 1. En el mapa geológico se aprecia cómo estos derrames de lava se dirigen hacia el suroeste y noroeste (Lámina 3).



Figura 16. Estructura de impacto, observese la estratificación en la parte inferior, la carga de escoria aumenta en la parte superior en la que se aprecia las laminaciones semiparalelas (Unidad Mazatepec 1).

Unidad Mazatepec 2

Litología y espesor

La unidad Mazatepec 2 aflora en las inmediaciones de los predios conocidos como Barranca Azul, los depósitos de la unidad Mazatepec 2 fueron emitidos por el cráter cerrado que constituye al volcán Mazatepec, la unidad esta constituida principalmente por una alternancia de derrames de lava y depósitos piroclásticos.

Los derrames de lava son principalmente de color gris claro que intemperizan a un color rojo, con textura vesicular, presentan desarrollo de zonas de brechamiento en ocasiones compactadas pero en otras deleznales y fracturamiento por enfriamiento que generan bloques que llegan a medir hasta 2 metros. Megacópicamente se observan fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas (figura 17).

La muestra M02 se clasificó como una andesita basáltica, que al microscopio presenta textura traquítica, los minerales presentes son fenocristales y microcristales de andesina-labradorita, así como fenocristales de ortopiroxenos, clinopiroxenos y olivino, que se encuentran con matriz microlítica de plagioclasas.

Los depósitos piroclásticos están constituidos por material escoriáceo anguloso y poco consolidado de color café claro que intemperiza a café oscuro, la variación en el tamaño de los clastos, genera zonas de inestabilidad.

Relaciones estratigráficas

La unidad Mazatepec 2 descansa sobre la unidad Mazatepec 1 que limita con la unidad Guadalupe (Lámina 3).

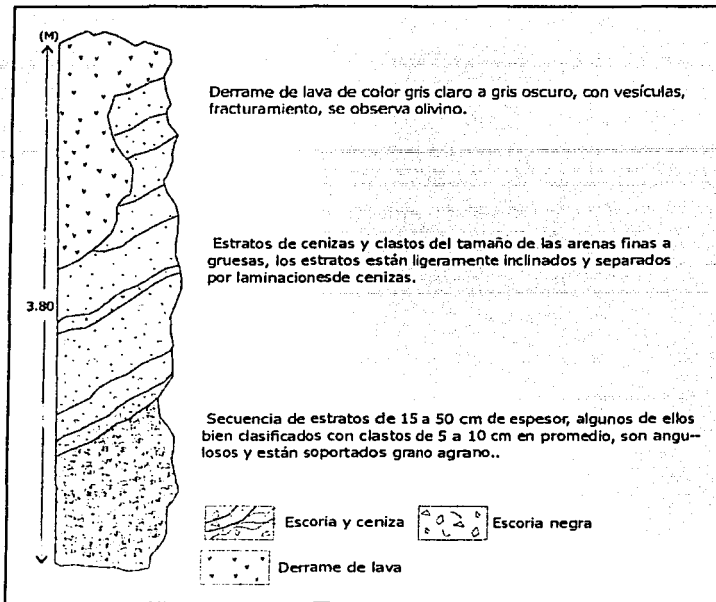


Figura 17. Columna estratigráfica de la unidad Mazatepec 2 en el punto Ma-17. Coordenadas (19° 19' 26" N, 99° 01' 02" O).

Unidad Tetcón 1

Litología y espesor

Los depósitos de la unidad Tetcón1 afloran en las inmediaciones de los predios Paraje de Buena Vista, Socavón y Ampliación López Portillo, están constituidos por una alternancia de derrames de lava y depósitos piroclásticos. Los derrames de lava son principalmente basaltos de color gris claro que intemperizan a gris oscuro, se observan fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas.

Los frentes de lava se caracterizan por tener abundante fracturamiento en

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

forma vertical producido por enfriamiento que genera bloques de aproximadamente 2 metros, así mismo presentan una textura vesicular en forma radial y tubos de explosión en forma de paraguas.

Los frentes de lava se encuentran alternando con brechas de material escoriáceo con fragmentos de casi 15 cm de diámetro.

Los depósitos piroclásticos están constituidos por material escoriáceo anguloso y poco consolidado de color café claro y negro, así como cenizas de color negro, predominan los fragmentos del tamaño de la arena y grava. Se observan estructuras primarias como gradación normal e inversa, laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo, con intercalación de depósitos de surgencia (figura 18).

La muestra M17 se definió como andesita basáltica, que al microscopio presenta textura traquítica, con matriz microlítica, los minerales presentes son andesina-labradorita, ortopiroxenos, clinopiroxenos y olivino, se observa calcita rellenando huecos.

Relaciones estratigráficas

Los derrames de lava y flujos piroclásticos que constituyen la unidad Tetecón 1 cubren de forma semiradial los depósitos de la unidad Tetecón 2 en su porción oriental, tanto al norte como al sur (Lámina 3 y Lámina 4). Los productos emitidos por este aparato indican varios eventos explosivos y la destrucción parcial del cono.

Unidad Tetecón 2

Litología y espesor

En los predios Paraje de Buena Vista, Lomas de Santa Cruz y Tezonchichilco se encuentran expuestos los afloramientos de la unidad Tetecón 2, que fueron emitidos a través de un cono adventicio ubicado en la parte occidental del volcán Tetecón. La unidad está constituida por una alternancia de derrames de lava y depósitos piroclásticos. Las lavas son principalmente de color oscuro que intemperizan a negro, presentan una textura vesicular en forma radial, tubos de explosión, así mismo presentan abundante fracturamiento vertical y se encuentra alternando con brechas. La mineralogía que se observa en los derrames de lava consiste de fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas. La muestra M20 al microscopio presenta textura traquítica, con matriz microlítica, los minerales presentes son andesina-labradorita, ortopiroxenos, clinopiroxenos y olivino, por tanto se considera como andesita basáltica

Los depósitos piroclásticos están constituidos por material escoriáceo anguloso y poco consolidado de color café claro y negro, predominando los fragmentos del tamaño de la arena y grava. Así mismo hay una alternancia de cenizas de color negro y amarillo de material areno limoso con bloques de 1 a 1.5 metros, estratos gruesos de material escoriáceo de color rojo con bloques de roca de 60 cm o más, y por último, depósitos de ceniza color amarillo dispuestos en capas delgadas. Presentan estructuras primarias como gradación normal e inversa, laminación paralela y laminación cruzada (Figura 19 y lámina 3).

Relaciones estratigráficas

La unidad Tetecón 2 sobreyace a la unidad Xaltepec y la unidad Tetecón 1.

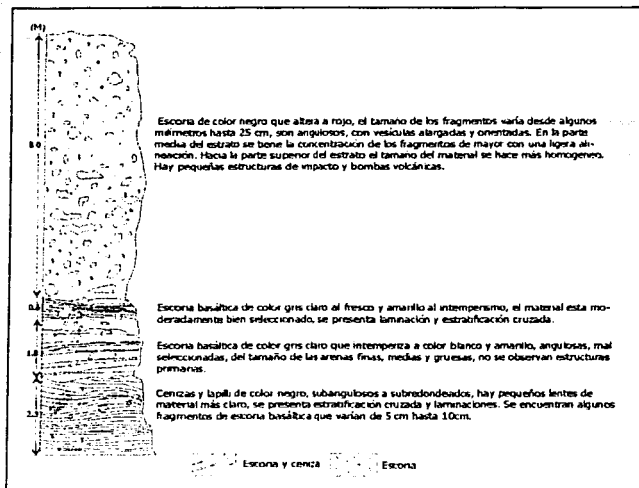
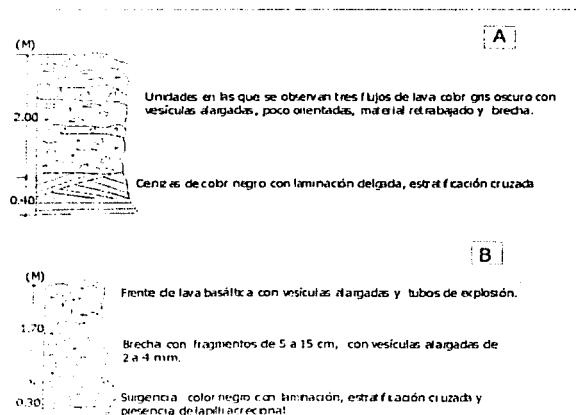


Figura 18. Columna estratigráfica del punto Te-43 (Unidad Tetecón 1). Coordenadas 19° 19' 30" N, 99° 01' 29" O).



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 19: Columnas del punto Te-4 (Unidad Tetecón 2). Coordenadas (19° 19' 30" N, 99° 01' 29" O).

Unidad Coronillas

Litología y espesor

La unidad Coronillas aflora en el predio que lleva el mismo nombre, está conformada por depósitos de bloques y cenizas asociados al domo de composición andesítica que se encuentra localizado en la parte norte de volcán Tecuautzi.

En general la roca presenta un color de intemperismo gris oscuro con fenocristales de piroxenos y clinopiroxenos, presentan textura vesicular y se encuentran fracturadas. Los estratos constituidos por cenizas presentan estructuras primarias como laminación paralela y laminación cruzada.

La roca (muestra M13) es de color gris claro, compacta, con pocas vesículas y textura fanerítica constituida por fenocristales y microcristales de andesina-labradorita, así como fenocristales de anfíboles y piroxenos embebidos en una matriz microlítica de plagioclasas. Los fenocristales de andesina-labradorita y algunos piroxenos se encuentran en desequilibrio.

Relaciones estratigráficas

El domo que conforma la unidad coronillas se encuentra limitado al NE por los derrames emitidos por el volcán Guadalupe, al S se encuentran los derrames de lava que pertenecen al volcán Tecuautzi y al NW los depósitos que constituyen la unidad Mazatepec 2 (Lámina 3).

Unidad Tecuautzi

Litología y espesor

En los predios Cabras y La Quebradora aflora la unidad Tecuautzi constituida por derrames de lava que se extienden hacia el NW y NE. Los derrames son de color negro que intemperizan a rojo, presentan textura vesicular en forma radial, tubos de explosión, así mismo presentan abundante fracturamiento vertical y se encuentra alternando con brechas. La mineralogía que se observa en estos derrames de lava son fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas.

La roca (muestra M11) tiene un color gris claro, compuesta por andesina-labradorita, augita, hornblenda, olivino y algunos óxidos de hierro, en una matriz microlítica constituida principalmente por plagioclasas. Algunos microcristales de clinopiroxenos se encuentran diseminados en la matriz.

Los frentes de lava se asocian a zonas de brechamiento, que pueden estar compactos o deleznales, es común observar la presencia de grandes bloques que miden hasta de 2 metros, los cuales son angulosos, se encuentran soportados entre sí y en algunas ocasiones por una matriz de cenizas.

En la cima del volcán Tecuautzi se aprecia un derrame de lava que representa la fase terminal del cuerpo volcánico, el fracturamiento de las lavas es abundante, generado por el enfriamiento de estas al momento de emplazarse.

Relaciones estratigráficas

La extensión de los derrames es limitada ya que son obstruidos por el domo que representa la unidad Coronillas.

Unidad Guadalupe

Litología y espesor

La unidad Guadalupe aflora cerca de las colonias Ampliación Miguel de la Madrid, Tres de Mayo y Santa Catarina, está constituida principalmente por derrames de lava de color negro al fresco.

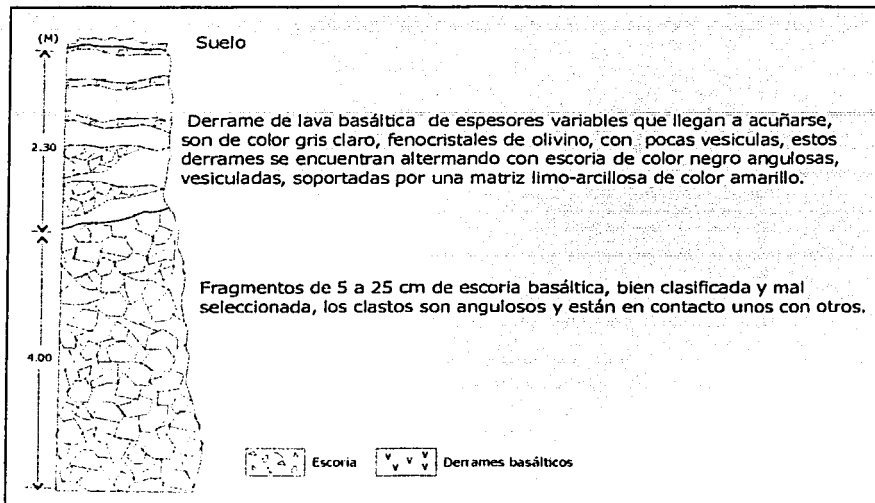
La muestra M03 se clasificó al microscopio petrográfico como un andesita basáltica, megascópicamente se trata de una roca compacta de color negro con escasas vesículas y con textura fanerítica, donde se aprecia olivino y piroxenos, microscópicamente esta constituida por fenocristales y microcristales de ortopiroxenos, clinopiroxenos, olivino y muy escaso vidrio. La matriz es microlítica de plagioclasas, las cuales se encuentran ligeramente orientadas y los piroxenos presentan bordes de reacción y de reabsorción.

El fracturamiento es abundante, los frentes de lava desarrollan zonas de brechamiento, tubos de explosión y es frecuente encontrar bloques mayores a 1.5 metros.

Los flujos piroclásticos que constituyen esta unidad son color negro al fresco que intemperiza a rojo, anguloso de 5 a 25 cm (Figura 20) el material en general es poco cohesivo esta soportado grano a grano y en ocasiones presenta una matriz limo-arcillosa, en la parte superior del volcán Guadalupe se observa una zona con deslizamiento de detritos.

Relaciones estratigráficas

Los derrames de lava que constituyen esta unidad se extienden hacia el norte, oriente y sur llegando a cubrir la unidad Tecuautzi y La Caldera.



**Figura 20. Columna estratigráfica en el punto Gpe-40 (Unidad Guadalupe).
Coordenadas (19° 19' 47" N, 99° 00' 10" O).**

Unidad Acahaltepec

Litología y espesor

La unidad Acahaltepec se localiza al oriente del volcán Guadalupe y esta conformada por el cono que lleva el mismo nombre. La unidad Acahaltepec consiste de una amplia secuencia de depósitos piroclásticos y derrames de lava de composición andesítica que fueron emitidos en dirección noreste y sureste. Hacia los predios Santiago Acahaltepec y Miravalle. Los derrames varían de color gris medio, con un color de intemperismo rojo, presentan fracturas por enfriamiento, tubos de explosión, vesículas que oscilan de 3mm hasta 1 cm. Se observan bloques de hasta 2 metros que están dispuestos unos sobre otros en una matriz limo-arcillosa que es fácilmente erosionable y que puede llegar a provocar el

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

deslizamiento de los bloques.

Se colectó la muestra M14 y se clasificó como una andesita basáltica, la roca a muestra de mano presenta al fresco un color gris oscuro con una textura fanerítica con fenocristales de olivino y con vesículas. Microscópicamente presenta microcristales y fenocristales de plagioclasas, augita, hornblenda, olivinos y óxidos de hierro en una matriz microlítica de plagioclasas.

Relaciones estratigráficas

La unidad Acahaltepec sobreyace a los depósitos emitidos por el volcán Guadalupe (Lámina 3).

Unidad San Miguel

Litología y espesor

Se conforma por el domo de composición andesítica localizado al norte del volcán Guadalupe, este domo se encuentra asociado a depósitos con bloques y escorias. La roca es compacta de color gris claro, presenta vesículas, fracturamiento por enfriamiento, se observan olivinos de 2 a 3mm. La muestra M23 al microscopio petrográfico se trata de una roca holocristalina, con textura porfídica, microcristales y fenocristales de plagioclasas, olivinos, óxidos de hierro y piroxenos, estos minerales varían en forma de subhedrales a anhedrales, y están embebidos en una matriz microlítica de plagioclasas, se clasificó como una andesita basáltica.

La escoria es de color negro que intertemperiza a color rojo, los fragmentos varían hasta 15 cm, están soportados granos a grano y en ocasiones por una matriz arcillosa, la escoria se encuentra alternando con los derrames emitidos por

el domo.

Relaciones estratigráficas

Hacia el este se encuentra limitado por los derrames emitidos por el volcán Acahaltepec.

Depósitos Lacustres

Litología y espesor

Son los depósitos más recientes que se encuentran aflorando en el área de estudio. A partir de estudios del subsuelo en la zona se interpreta que en la parte superior lo constituye material aluvial, sedimentos lacustres y horizontes de material volcánico. En las partes más profundas se caracterizan por la presencia de arenas y gravas intercaladas con material piroclástico.

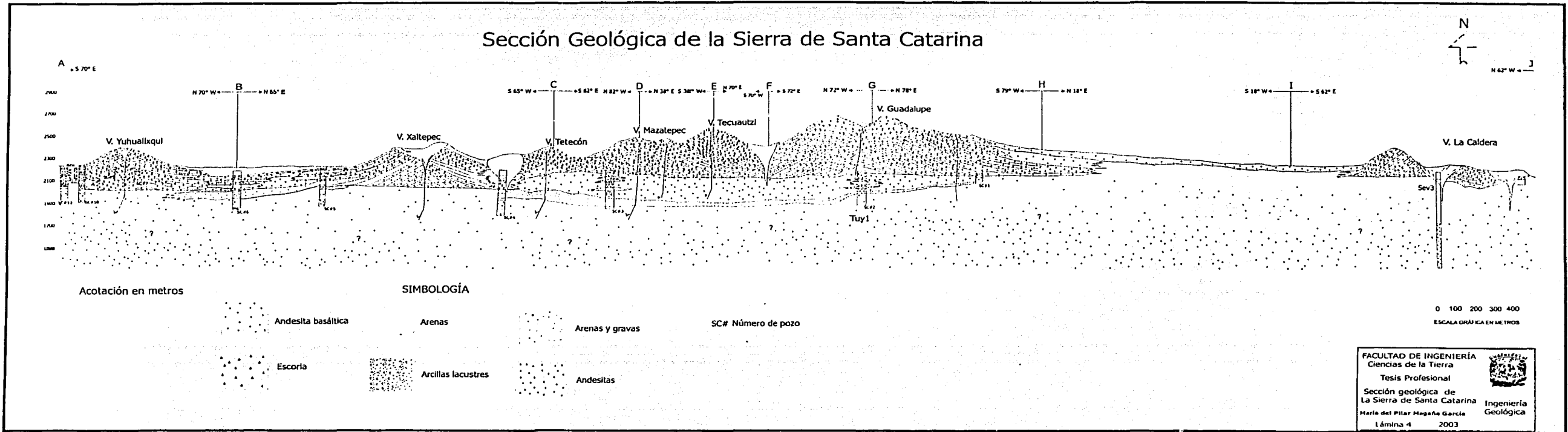
Relaciones estratigráficas

Por la cercanía de la sierra al occidente con el volcán Estrella y el volcán El Pino al oriente. Vázquez y Jaimes (1988) agrupan los depósitos de Santa Catarina en lo que proponen como la Formación El Pino y le atribuyen una edad entre 900, 000 y 700, 000 años; así mismo determinan que los depósitos lacustres se encuentran ineterdigitados con las Formación Chichinautzin y con depósitos aluviales, asignándoles edades de 4,800 a 46, 000 años.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sección Geológica de la Sierra de Santa Catarina



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V.2 RASGOS ESTRUCTURALES

El vulcanismo monogénico y la tectónica extensional son fenómenos estrechamente relacionados (Nakamura, 1977), lo que ha sido demostrado en diferentes regiones (Tibaldi, 1995, Suter, 1992; García-Palomo et al, 2000).

La geometría y mecanismos de formación de las estructuras es muy importante para permitir el ascenso de material volcánico, sin embargo, 1) los esfuerzos diferenciales en la litosfera (Nakamura, 1977); 2) El aporte de magma (Fedetov, 1981), y 3) La iteración fracturas (Takada, 1994) juegan un papel preponderante en el tipo de vulcanismo en las zonas de extensión.

En el caso de la geología estructural, las estructuras más comunes asociadas a zonas de extensión son las fallas normales, las cuales se clasifican en tres categorías y puede ser una geometría asimétrica: 1) Fallas normales que producen extensión en donde no existe rotación, 2) Fallas normales que liberan extensión, pero con rotación de capas, y 3) Fallas normales en donde existe tanto rotación de capas como de fallas. Sin embargo, también existen modelos simétricos en los que la extensión no es rotacional y se caracterizan por la formación alternante de pilares y fosas.

Los esfuerzos tectónicos son el componente dominante en la litosfera, que influyen de manera determinante en la propagación, ascenso y tipo de vulcanismo en la superficie. Dichos esfuerzos son los que forman las fracturas que transportan el magma de manera vertical desde las regiones de producción en el manto hacia el foco de erupción o hacia cámaras magmáticas cercanas a la superficie y posteriormente a la formación de estructuras. En un régimen extensional, la profundidad de las fallas normales, su fácil apertura y su relación perpendicular a σ_3 permite que estas sirvan como conductos para el fácil ascenso del magma hacia la superficie. Este ascenso es rápido y repentino, de tal forma que el magma no

reside demasiado tiempo dentro de la corteza, y en la cual no se involucran los procesos de contaminación, cristalización y asimilación magmática, por lo que generalmente los magmas producidos serán productos poco evolucionados.

Un bajo aporte de material magmático y un alto esfuerzo diferencial regional evitan la unión y coalescencia entre fracturas que se encuentran en la corteza y que posteriormente alimentarán los conductos, por lo que el resultado será un vulcanismo de tipo monogenético (Takada, 1994).

Por último, la iteracción de los esfuerzos se encuentran relacionados en el emplazamiento de vulcanismo monogenético y poligenético, así por ejemplo cuando tenemos un alto suministro de magma y relativamente bajos esfuerzos regionales las fracturas coalescen más fácilmente dando como resultado un vulcanismo de tipo poligenético. Por el contrario, si tenemos un bajo suministro de magma y altos esfuerzos regionales ambos actúan para evitar la coalescencia de fracturas dando como resultado un vulcanismo de tipo monogenético

Diferentes autores han realizado estudios con la finalidad de relacionar la morfología de los aparatos volcánicos con fallas y fracturas en el subsuelo, las cuales sirven como conductos para el ascenso del magma hacia la superficie. Nakamura (1977) relacionó la presencia de los edificios volcánicos alineados con fallas normales paralelas a dicha lineación. Este autor consideró que la alimentación de esas estructuras es a través de fallas más que por medio de conductos tubiformes. Así mismo, concluye que el rumbo promedio de fisuras eruptivas y alineamiento de cráteres de volcanes monogenéticos son la expresión superficial del rumbo de un dique el cual es inyectado sobre un plano de fractura o falla.

Recientemente Tibaldi (1995) propone nueve parámetros para inferir la geometría de las fracturas que alimentan a un volcán monogenético, siendo algunos de estos parámetros la elongación de la base, el alineamiento de conos y

la depresión en el anillo del cráter, entre otros. Así mismo estableció que el rumbo y echado de las fallas afecta la dirección de los colapsos en la estructura del edificio volcánico.

Generalmente en una región con abundante vulcanismo. Quedan cubiertas las fallas o fracturas que dieron origen al vulcanismo, por lo tanto cuando los conos cineríticos se encuentran alineados en una o varias direcciones preferenciales, generalmente estos pueden indicar que existe un control estructural sobre ellos. Anderson (1942), propuso que las intrusiones en rocas homogéneas son inyectadas más fácilmente a lo largo de fracturas preexistentes, siempre y cuando estas sean perpendiculares a la dirección del esfuerzo mínimo principal (σ_3), debido a que esta orientación requiere de menor trabajo. En otras palabras, los conos de escoria pueden formarse normal al campo de esfuerzo mínimo, por lo que el magma migra de manera preferencial en la fractura que estadísticamente se encuentra orientada a dicho esfuerzo (Nakamura, 1977).

Considerando los estudios de García-Palomo et al., (2000) Campos et al., (1997), así como el análisis de pozos, se determinó que en la zona estudiada, la geometría estructural consiste de un semi-graben, las evidencias para esta interpretación son las siguientes.

Desde el punto vista estructural la Sierra de las Cruces consiste en un conjunto de dos lineamientos tectónicos que siguen la misma dirección N40°W, pero que se encuentran separados entre sí. La Sierra de las Cruces esta bisectada por el vulcanismo monogenético que corresponde a la Sierra de Chichinautzin, debido a la existencia de fallas y fracturas cuya dirección es predominantemente E-W. En la intersección de ambas sierras, el patrón de lineamientos tiene una dirección casi N-S.

Macías, Garduño, García., (2000) determinan que perpendicular a las fallas y al eje de la FVTM se desarrolla una dirección de extensión N-S y NNW-SSE, las

cuales fueron encontradas en la región del Nevado de Toluca sobre el sistema de Fallas Tenango.

Marquéz (1999) define una serie de lineamientos tectónicos para la Sierra de Chichinautzin y áreas cercanas en base al análisis de imágenes de satélite y al criterio propuesto por Nakamura (1977), indica que La Sierra de Chichinautzin presenta un lineamiento principal con orientación E-W. Para La Sierra de las Cruces-Zempoala distingue lineamientos con dirección E-W, NW-SE y NE-SW, finalmente para el valle de Cuernavaca y el área de Tenancingo los lineamientos que pueden ser observados son en dirección E-W, NNE-SSW y NNW-SSE. La detección de estos lineamientos observados en el área de estudio está relacionada con fallas o fracturas recientes, motivo por el cual se considera que la Sierra de Santa Catarina es contemporánea a la Sierra de Chichinautzin.

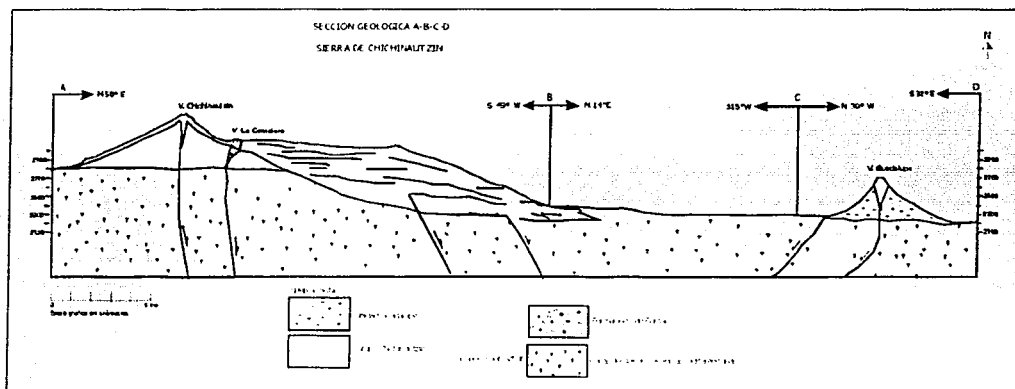


Figura 21. Sección transversal de la Sierra de Chichinautzin a la Sierra de Santa Catarina (Tomada de la carta geológica de la Cuenca de México esc: 1, 250,000).

Así mismo Campos et al., (1997) realizaron secciones gravimétricas en la Subcuenca de Chalco, determinando que sobre el basamento se localiza una gran

estructura con orientación NE-SW, que separa la subcuenca de Chalco en 1) la porción oriental que es asimétrica y profunda; y 2) la porción occidental, donde se localiza una estructura tipo semi-graben con orientación este-oeste cuyo bloque levantado se encuentra entre el volcán Chichinautzin y el volcán La Comalera (Figura 21) con un escalonamiento de bloques hacia el norte, este bloque esta delimitado por una serie de fallas verticales y subverticales que no llegan a la superficie. La sección transversal (Figura 21) representa, de manera general el comportamiento estructural del sur de la Cuenca de México.

La interpretación geológica de la línea sísmica L2/13 (Figura 22) realizada por Montiel (1989), apoyada con la geología superficial y la información del pozo Tulyehualco 1 muestra tres fallas, cada una de ellas correspondiente a uno de los tres sistemas de fallas que rigen la tectónica de la Cuenca de México (Figura 23). Primero la falla Mixhuca con dirección NW, que desplaza aproximadamente 1000 m de calizas del Cretácico y los depósitos volcánicos del Oligoceno. A una profundidad de 700 m se presenta la falla del Mirador con dirección NE de edad Plio-Pleistoceno, la manifestación en superficie esta dada en los domos del Mirador, y finalmente la falla de Santa Catarina con dirección ENE, corta un espesor considerable de depósitos aluviales y se asigna una edad del Pleistoceno-Reciente. Montiel (1989) indica que en el pozo existen cambios litológicos que son interpretados como el límite en la evolución volcánica de México, el cese de la paleosubducción de la placa Farallón en el Pacífico oeste y el inicio de la subducción de la placa de Cocos en el Pacífico sur.

Siguiendo las consideraciones de Tibaldi (1995) y de Nakamura (1977), y a los datos obtenidos en las secciones geológicas, las imágenes de satélite y verificación de campo, se puede concluir lo siguiente: La existencia de un primer lineamiento para todos los volcanes que conforman la sierra tiene una longitud de 10 km y una dirección preferencial N73°E. El volcán Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecón, Tecuautzi y La Caldera presentan una elongación con dirección

preferencial casi N-S que de acuerdo a Tibaldi (1995) para conos individuales estos también constituyen un control estructural, por lo que determinan el segundo patrón de fracturamiento.

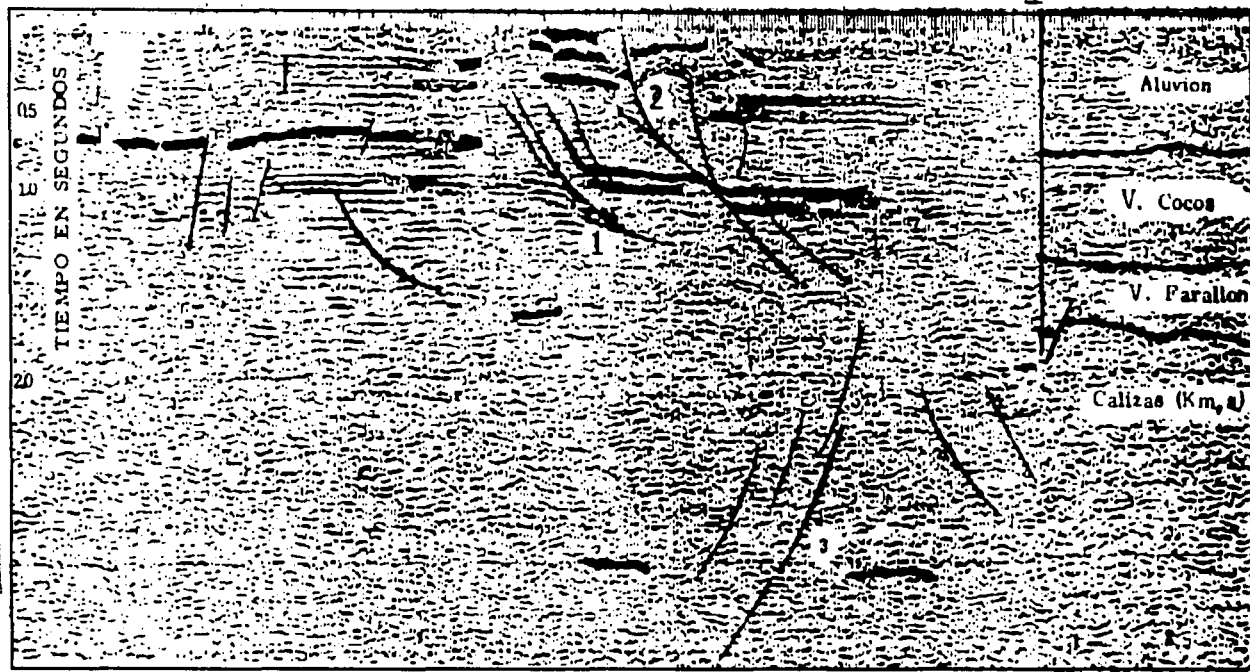
Se considera que la orientación del esfuerzo mínimo principal (σ_3) ocasiono que las fracturas perpendiculares a este, facilitaran el ascenso de material magmático. Esta orientación requiere de menor trabajo ya que la dirección de máxima elongación facilita la apertura de las fracturas que dieron origen a la Sierra de Santa Catarina. Si reunimos los criterios antes mencionados la Sierra de Santa Catarina podría tener una geometría en el subsuelo más compleja, pero controlada predominantemente por las fallas E-W.

TECTÓNICA EN LA LÍNEA SÍSMICA L2/13

P. Tulyehualco 1

NW

SE



(1) Falla Mirador (2) Falla Santa Catarina (3) Falla Mixhuca

Figura 22. Interpretación tectónica de la Línea sísmica L2/13 y su relación con el pozo Tulyehualco 1 (Montiel, 1989).

FESIS CON
FALLA DE ORIGEN

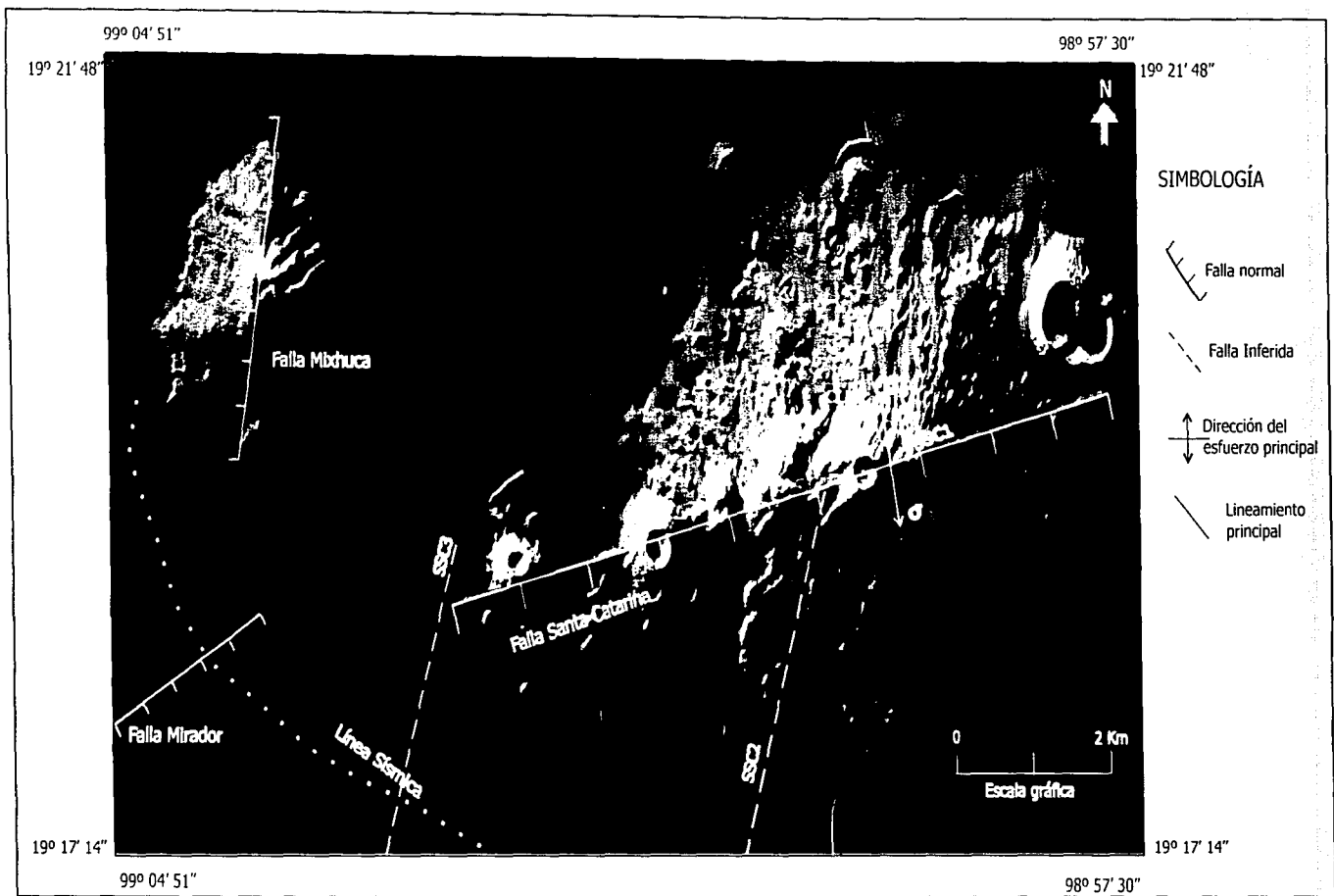


Figura 23. Lineamientos principales de la Sierra de Santa Catarina, modificado de Montiel (1989).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

DISCUSIÓN

Anteriormente Lugo-Hubp (1994), con base en argumentos geomorfológicos propone que la Sierra de Santa Catarina tuvo una evolución progresiva de oeste a este. Este trabajo propone que su formación inicia en la porción E con el volcán La Caldera el cual tiene dos cráteres independientes, ambos son producto de erupciones freatomagmáticas. En este se observa que el cráter de menor dimensión fue el primero en formarse. Posteriormente la actividad volcánica da origen al volcán Yuhualixqui, seguido del volcán Xaltepec que emitió sus derrames hacia el suroeste. La actividad continuó con el volcán Mazatepec que presentó dos etapas eruptivas con derrames de lavas y depósitos piroclásticos dirigidos hacia el noroeste y suroeste, el sexto volcán en formarse fue el Tetecón en donde se observan fases eruptivas efusivas y explosivas, inmediatamente después surge el domo que representa a la unidad Coronillas limitado al sur por el volcán Tecuautzi, que tienen derrames de lava de poca extensión; continúa la formación del volcán Guadalupe que es la estructura volcánica de mayor dimensión y que representa el mayor número de derrames de lava que cubren de forma radial una amplia extensión del área estudiada, posteriormente se forma el cono o domo adventicio Acahaltepec que emitió una gran cantidad de derrames de lava y material piroclástico los cuales fluyeron hacia el noroeste y sureste, finalmente surge un pequeño domo asociado a depósitos de bloques y escoria ubicado en la ladera noreste del volcán Guadalupe.

CONCLUSIONES

@ Se realizó el mapa geológico en el cual se propone la estratigrafía definiendo informalmente 12 unidades.

@ Los volcanes que conforman la Sierra de Santa Catarina son de tipo monogenético formados por eventos explosivos y efusivos que emitieron sus productos por un sistema de fracturas E-W y otro N-S, que se caracterizo por la construcción de conos de escoria y domos de composición andesítica acompañados por flujos de lava, depósitos piroclásticos y depósitos surges.

@ La actividad de la Sierra de Santa Catarina fue de tipo estromboliana-vulcaniana con lavas de composición intermedia basáltico-andesítico y andesítico. La fase efusiva más significativa comprende a los volcanes que representan la unidad Acahaltepec y la unidad Guadalupe, los cuales emitieron derrames de lava tipo aa y pahoehoe, a través de una fisura con orientación E-W.

@ La composición andesita basáltica de los derrames es uniforme, con excepción de los derrames emitidos por el volcán Tecuautzi que tienen una composición andesítica.

@ La Sierra de Santa Catarina se formo bajo un régimen de esfuerzos extensional durante el Pleistoceno, donde σ_3 estaba dirigido casi N-S, el cual es consistente para toda la Sierra de Chichinautzin que presenta una geometría de semi-fosa orientada E-W y con escalonamiento hacia el N. Durante este régimen se formo un fallamiento con dirección E-W y N-S a través del cual se facilitó el ascenso de magma de composición andesítica en la Sierra de Santa Catarina.

@ La Sierra de Santa Catarina de acuerdo a datos paleomagnéticos y rasgos morfológicos se le asigna una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno.

@ Por lo citado anteriormente la Sierra de Santa Catarina es resultado de

uno de los procesos volcánicos más recientes en la formación de la Cuenca de México.

RECOMENDACIONES

@ La elaboración del mapa geológico y su explicación en el texto podrán servir como una herramienta para resolver problemas actuales como son la planeación de asentamientos humanos dentro del área de estudio y proponer medidas geotécnicas para estabilizar taludes.

@ Realizar análisis radiométricos y estudios geofísicos que permitan definir con mayor exactitud la edad y evolución de la Sierra de Santa Catarina.

BIBLIOGRAFÍA

Alaniz-Alvaréz et al., 1998; Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt, *Geology*, v.26, pp.591-594.

Anderson, E.M., 1942; The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Arellano, A.R.V., 1948; La composición de las rocas volcánicas en la parte sur de la Cuenca de México; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XIII. pp.81-82.

Bellia S., 1992; El Valle de México, consideraciones preliminares sobre los riesgos y análisis hidrogeológico de la Cuenca de Chalco; Instituto Italo-Latino Americano.

Birkle P., Torres Rodríguez V y González Partida E., 1998; The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption; *Hidrogeology Journal*, pp.502-517.

Blatter, D. L y Carmichael, I.S.,1998. Horblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle; *Geology* v.26, pp.1035-1038.

Bryan K., 1948; Los suelos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XIII; pp. 1-20.

Campos Enríquez J.O, Delgado Rodríguez O y Chávez Segura R, 1997; The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data, *Geophysics*, v.62 n.1, pp.23-35.

Cas, R y Wrigth, J., 1987, *Volcanic Succesions Modern and Ancient*,

Chapman and Hall, pp. 528.

Connor, Charles B., 1990; Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: Implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research*, v.95, n.B12, pp.19.395-19.405.

De Cerna, Zoltan de, et al., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México, *Boletín 104*, Instituto de Geología, pp.

Demant Alan., 1978; Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación; *Instituto de Geología Revista*, v.2, num. 2; pp.172-187.

Demant Alan., 1981; The trans-mexican neo-volcanic axis: Volcanological and Petrological Study: Geodynamic Significance. Ph.D. Dissertation, Université De Droit D'Économie et Des Sciences D' Axis-Marseille. pp. 279.

Fedotov, S.A., 1981; Magma rate in feeding conduits of different volcanic centres; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n.9, pp.379-394.

Ferrari L., et al., 1999 Space time patterns of cenozoic arc volcanism en central Mexico: From the sierra Madre Occidental of the Mexican Volcanic Belt. *Geology* v.27, pp.303-306.

Francis P., 1993; *Volcanoes, a planetary perspective*, Oxford University Press, USA. pp. 1-441.

Garay R., 1975; Morfología de la región volcánica Cerro de la Estrella: *Anuario de Geografía, Año XIV*, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, pp. 11-66.

García-Palomo A, Macías J. L Y arduño, V. H., 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* v.318, pp. 281-302.

Gastil, R y Jensky, W., 1973., Evidence for strike-slip displacement beneath

the Trans-Mexican Volcanic Belt; Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 13; pp.171-180.

Niedzielski, H.,1991; Sección hidrogeológica del Valle de Chalco, México; Geofísica Internacional, v. 30, num. 2, pp. 97-105.

Hasenaka Toshiaki, 1994; Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico: Shield volcanoes vs. cinder cones. Geofísica Internacional, v.33, n.1, pp.125-138.

Julio P., 1998; Análisis morfométrico de dos campos volcánicos monogenéticos mexicanos; Fac. de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de Licenciatura. pp. 1-69.

Lozano-Barraza, L., 1968; Geología de la Sierra de Guadalupe, México D.F. Unpublished Licenciatura Thesis, Instituto Politécnico Nacional.

Lugo-Hubp, J, 1994.; Geología de la Sierra de Santa Catarina, D.F, México; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol.11 n.1 pp 43-52.

Luhr, J. F y I.S.E, Carmichael., 1985; Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt; Geofísica Internacional, n.24 , Special Volume on Mexican Volcanic Belt, pp.203-216.

McDonald, G. A., 1972, Volcanoes; Prentice-Hall, USA, pp.1-510.

Montiel, J. A., 1989-1990, Interpretación de la línea sísmica L2/13 del levantamiento sísmico de reflexión en la ciudad de México; Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo L, n.1-2, pp.71-79.

Mooser F.,1958; 1958; Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México: XX Congreso Geológico Internacional, México, Secc1: Vulcanismo Cenozoico, Tomo 2, pp. 55-70.

Mooser F.,1974; The mexican volcanic belt: structure and tectonics, Geofísica Internacional, n.12; pp.-55-70.

Mooser F., 1975; Historia geológica de la Cuenca de México: Memorias de las obras de drenaje profundo del Distrito Federal, Tomo 1 pp. 9-38.

Mooser F., Martínez A., Zuñiga A. 1996. Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla, Estratigrafía, Tectónica y Aspectos geotérmicos. Comisión Federal de Electricidad, México, pp. 27

Morán D., 1990; Geología de la República Mexicana, INEGI-UNAM; pp.1-88.

Nakamura, K., 1977; Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal, Journal Volcanology and Geothermal Research, v. 2, pp.1-16.

Negendank, J.F.W., 1972; Volcanics of the valley of Mexico: Part I. Petrography of the volcanics; Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 116, pp. 308-320.

Nixón G.T., Demant A, y Armstrong R.L, 1987; K-Ar Geologic data bearing on the age and evolution of the trans-mexican volcanic belt. Geofísica Internacional v. 26, n.1; pp.109-151

Nixón G.T., 1982; The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. Geological Society American Bull., 93, pp. 514-523.

Ordóñez E., 1895; Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, n.2, pp. 1-67.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar., Roldán Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-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, pp. 74.

Pasquaré V y Zanchi A., 1987, Morphological and structural model of Mexican

Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* v.26, pp.159-176.

Rodríguez R, 1987.; Consideraciones preliminares basadas en resultados geoelectrónicos, sobre la interfase agua mineralizada agua dulce en el área de Santa Catarina Yecahuitzol, D.F, México; *Geofísica Internacional* v. 26 n.4 pp.573-583.

Rodríguez R y González T, 1989; Comportamiento hidrodinámico del sistema acuifero de la subcuenca de Chalco, México; *Geofísica Internacional* v.28, n.2; pp.207-217.

Rodríguez S y García A., 2000; Evaluación y recomendaciones para los asentamientos humanos en zonas de riesgo geológico de la Sierra de Santa Catarina, SEGEOMET, UNAM. pp. 1-64.

Suter, C.M et al., 1992. Active-faults and state of stress in the central part of Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of Geophysical Research*, v. 97, pp.11983-11993.

Ruiz, V. M., E. Vázquez y R. Jaimes, 1989. El modelo geológico de la Cuenca de México, *Geofísica Internacional*, V. 28 , n.2, pp.133-184.

Schlaepfer Carmen., 1968; Geología de la hoja de México 14 Q-H (5): Instituto de Geología , UNAM, Escala 1:100 000

Sheridan, F.M y Wohletz, H.K., 1992; Hydrovolcanism: Basic consideration and review. *Journal Volcanol. Geotherm Rev* 17., pp. 1-29

Takada Akira, 1994; The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, v.99, n.B7, pp.13.563-13.573.

Tibaldi Alessandro, 1995; Morphology of pyroclastic cones and tectonics: *Journal of Geophysical Research*, v.100, n.B12, pp.24.521-14.535.

Urrutia- Fucuguachi, J., y Castillo L, Del 1977; Un modelo del eje volcánico mexicano, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*; V.38, pp.18-28.

Urrutia- Fucuguachi, J., 1995; Paleomagnetic constraints on spatial/temporal volcanic activity in the Santa Catarina-Chalco region southeastern basin of Mexico; *Geofísica Internacional* v.34 n.1 pp.55-66.

Vazquez Sánchez E. y Jaimes Palomera R., 1988; *Geología de la Cuenca de México*, *Geofísica Internacional*, V. 28 n.2, pp.133-190.

Venegas S. S, Herrera F. J y Maciel F. R., 1985, Algunas características de la faja volcánica mexicana y sus recursos geotérmicos; *Geofísica Internacional*, V. 24 n.1; pp. 47-81.

Waitz, P. y E. Wittich., 1910; Tubos de explosión en el Pedregal de San Ángel: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo VII, pp. 169-187.

Wood Charles A., 1979; Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets; NHB-Stop 119 Smithsonian Institution, Washington, D.C; pp. 2815-2840.

Wood Charles A., 1981; Morphometric evolution of cinder cones, *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, n.7, pp.387-413.

CARTAS

Carta topográfica Ciudad de México E-14-A49, escala 1: 50, 000 INEGI, 1986.

Carta topográfica Chalco E-14-B31, escala 1: 50, 000 INEGI, 1986.

Carta fisiográfica de México, escala 1:1, 000,000. INEGI. SSP., 1981.

ANEXO PETROGRÁFICO

Muestra: M36

Localización: Volcán Xaltepec (Predio Degollado)

Descripción Macroscópica

Color: Gris claro al fresco y gris oscuro al intemperismo

Minerales observables: La roca es masiva, textura fanerítica con fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Hipocristalina

Forma: Fenocristales subhedrales de plagioclasas, microcristales y fenocristales de clinopiroxenos y anfíboles de forma subhedral, presenta microcristales de olivinos de forma anhedral.

Matriz: Constituida de microcristales de plagioclasas de forma microlítica, piroxenos y óxido de hierro.

Textura: Traquítica.

Minerales: Plagioclasas (andesina), olivino, ortopiroxenos y clinopiroxenos, Observaciones: Existe calcita relleno de huecos, las plagioclasas que constituyen la matriz están alteradas, algunas muestran un textura esquelética o están corroídas.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M01

Localización: Volcán Mazatepec (Predio Barranca Cerro Azul)

Descripción Macroscópica

Color: Gris claro al fresco y gris oscuro al intemperismo

Minerales observables: La roca es masiva, textura fanerítica con fenocristales de olivino, y plagioclasas.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Predominantemente holocristalina con muy poco vidrio.

Forma: Fenocristales de olivino y plagioclasas que miden hasta 3 mm, textura vesicular.

Matriz: Constituida de microcristales de plagioclasas de forma microlítica, piroxenos y óxido de hierro.

Textura: Traquítica.

Minerales: Plagioclasas (andesina), olivino, ortopiroxenos y clinopiroxenos.

Observaciones: Los ortopiroxenos y clinopiroxenos se encuentran rotos con bordes de reacción y de reabsorción. Existe calcita relleno de huecos.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M02

Localización: Volcán Mazatepec (Predio Barranca Cerro Azul)

Descripción Macroscópica

Color: Gris claro al fresco y gris oscuro al intemperismo

Minerales observables: La roca es masiva, textura fanerítica con fenocristales de olivino y plagioclasas.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Predominantemente holocristalina con muy poco vidrio.

Forma: Fenocristales de olivino y plagioclasas que miden hasta 3 mm, textura vesicular.
Matriz: Constituida de microcristales de plagioclasas de forma microlítica, piroxenos y óxido de hierro.

Textura: Traquítica.

Minerales: Plagioclasas (andesina-labradorita), olivino, ortopiroxenos y clinopiroxenos.

Observaciones: Los ortopiroxenos y clinopiroxenos se encuentran rotos con bordes de reacción y de reabsorción. Existe calcita relleno de huecos.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M17

Localización: Volcán Tetecón (Predio Socavón)

Descripción Macroscópica

Color: Gris claro al fresco y gris oscuro al intemperismo

Minerales observables: La roca es masiva, textura fanerítica con fenocristales de olivino y plagioclasas.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Holocristalina.

Forma: Fenocristales de olivino de hasta 5 mm, algunos fenocristales de plagioclasas textura vesicular.

Matriz: microlítica de plagioclasas, opacos y vidrio.

Textura: Porfídica

Minerales: Plagioclasas (andesina-labradorita), olivino, ortopiroxenos y clinopiroxenos.

Observaciones: Las plagioclasas son tabulares y algunas están macladas. Se observa calcita relleno de huecos.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M20

Localización: Volcán Tetecón (Predio Paraje Buena Vista)

Descripción Macroscópica

Color: gris oscuro

Minerales observables: Olivino y plagioclasas, roca muy vesicular.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Holocristalina.

Forma: Fenocristales de olivino y plagioclasas euhedrales y maclados, roca muy vesicular.

Matriz: microlítica de plagioclasas, los espacios dejados por las plagioclasas y olivino están ocupados por vidrio y minerales opacos.

Textura: Porfídica

Minerales: Plagioclasas (andesina-labradorita), olivino, augita y hornblenda.

Observaciones: Se observan vesículas y los minerales se encuentran en desequilibrio.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M13

Localización: (Predio Coronillas)

Descripción Macroscópica

Color: gris claro

Minerales observables: textura fanerítica fenocristales de plagioclasas, piroxenos y anfíboles, presenta pocas vesículas.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Holocristalina.

Forma: Fenocristales de olivino y plagioclasas euhedrales y maclados.

Matriz: microlítica de plagioclasas, los espacios dejados por las plagioclasas están rellenos por pequeños cristales de olivino anhedrales.

Textura: Porfídica

Minerales: Plagioclasas (andesina-labradorita), olivino, augita y hornblenda.

Observaciones: Los piroxenos se encuentran en desequilibrio.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M11

Localización: Volcán Tecuautzi (Predio Cabras)

Descripción Macroscópica

Color: gris claro

Minerales observables: textura fanerítica fenocristales de plagioclasas, piroxenos y anfíboles.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Hipocristalina.

Forma: Fenocristales de olivino y plagioclasas euhedrales y maclados.

Matriz: Constituida de microcristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro.

Textura: Porfídica

Minerales: Plagioclasas (andesina-labradorita), olivino, augita y hornblenda.

Observaciones: Algunos microcristales de clinopiroxenos se encuentran diseminados en la matriz.

Clasificación: Andesita.

Muestra: M03

Localización: Volcán Guadalupe (Predio Tres de Mayo)

Descripción Macroscópica

Color: negro

Minerales observables: olivino, piroxenos y plagioclasas.

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Hipocristalina.

Forma: Fenocristales de olivino y plagioclasas euhedrales.

Matriz: Constituida de microcristales de plagioclasas, piroxeno, óxidos de hierro y vidrio.

Textura: Porfídica

Minerales: Plagioclasas (andesina), olivino, clinopiroxenos y ortopiroxenos.

Observaciones: Las plagioclasas se encuentran ligeramente orientadas, los cristales de clinopiroxenos y ortopiroxenos presentan bordes de reacción.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M14

Localización: Volcán Acahaltepec

Descripción Macroscópica

Color: gris oscuro

Minerales observables: olivino, piroxenos y plagioclasas. Textura fanerítica

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Holocristalina.

Forma: Fenocristales de olivino y plagioclasas euhedrales.

Matriz: Constituida de microcristales de plagioclasas, piroxeno, óxidos de hierro y vidrio.

Presenta vesículas.

Textura: Porfídica

Minerales: Plagioclasas (andesina), olivino, clinopiroxenos y ortopiroxenos.

Observaciones: Las plagioclasas se encuentran fracturadas.

Clasificación: Andesita basáltica.

Muestra: M23

Localización: Domo San miguel

Descripción Macroscópica

Color: gris oscuro

Minerales observables: olivino, piroxenos y plagioclasas. Textura fanerítica

Descripción Microscópica

Cristalinidad: Holocristalina.

Forma: Fenocristales de 2 a 3 mm de olivino y plagioclasas euhedrales.

Matriz: Constituida de microcristales de plagioclasas, piroxeno, óxidos de hierro, presenta vesículas.

Textura: Porfídica

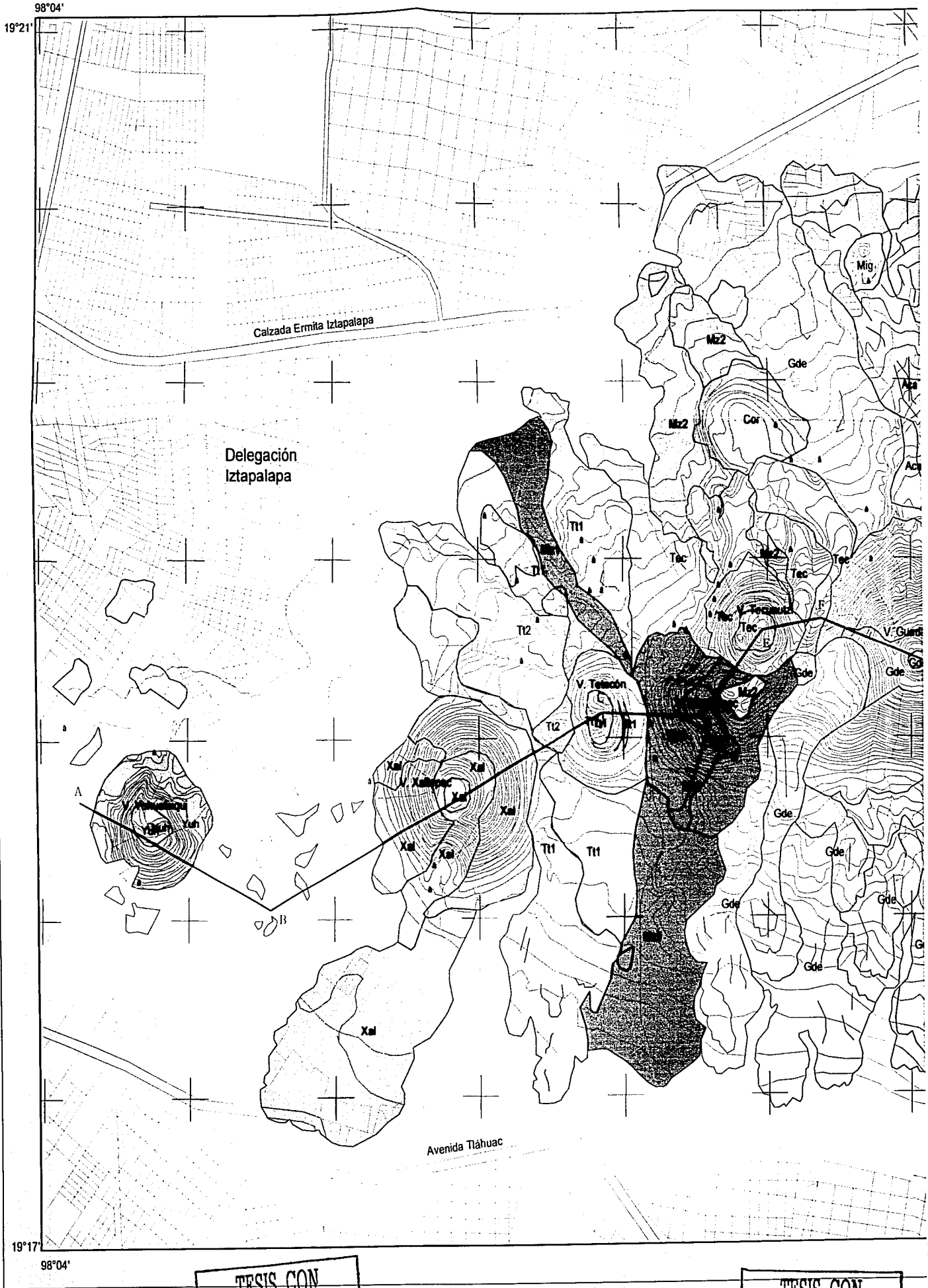
Minerales: Plagioclasas (andesina-labradorita), olivino, clinopiroxenos y ortopiroxenos.

Observaciones: Las plagioclasas se encuentran fracturadas, otras están zonadas y otras tienen textura esquelética.

Clasificación: Andesita basáltica.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

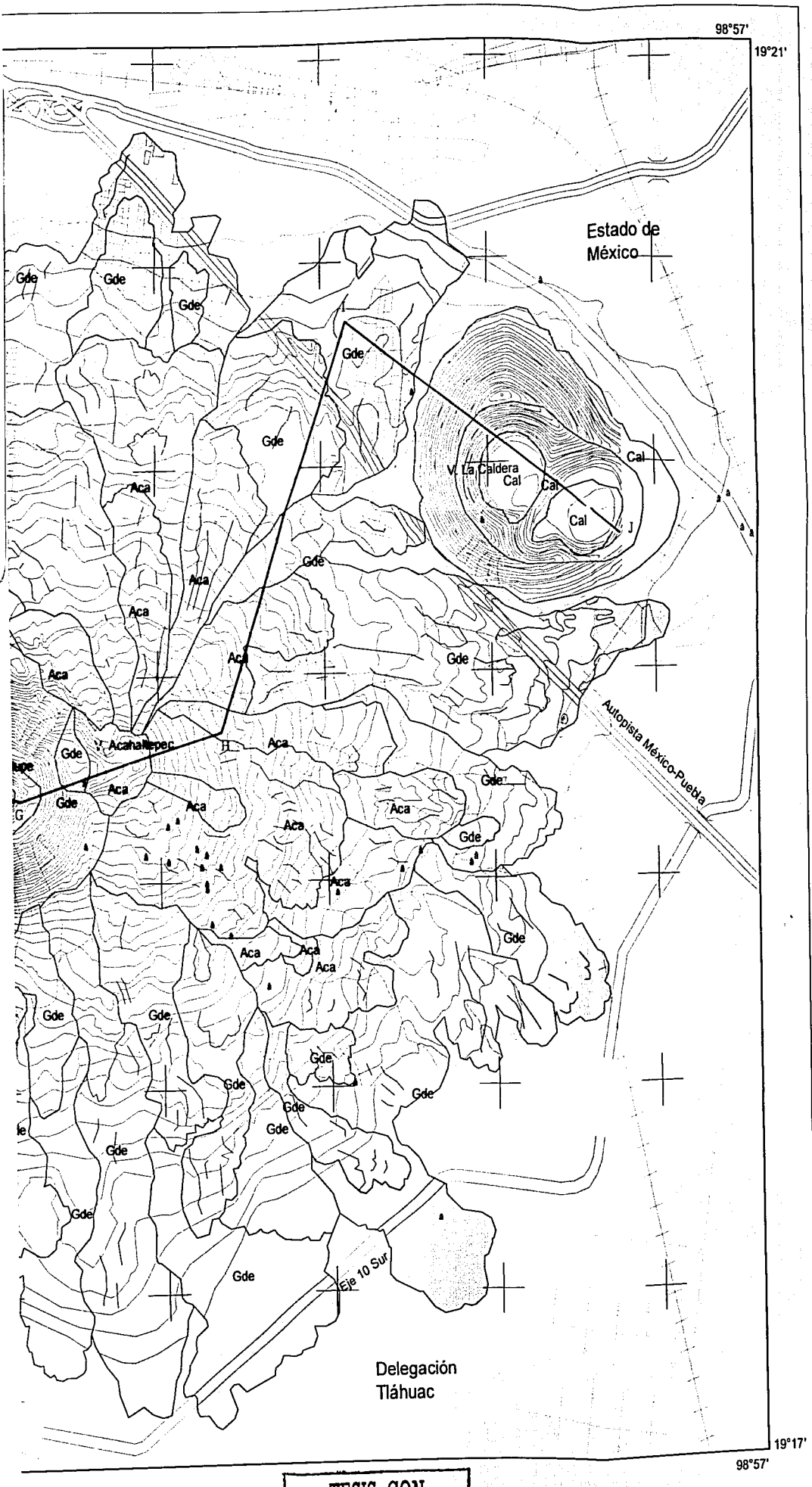
TESIS CON FALLA DE ORIGEN



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



LEYENDA

- Línea de sección
- Calles
- Puntos de verificación
- Minas
- Dirección de flujo
- Drenaje
- Brechas
- Canales
- Carreteras
- Vías de ferrocarril
- Topografía

Unidades litológicas

- Unidad Miguel
- Unidad Acahattepec
- Unidad Guadalupe
- Unidad Tecuautzi
- Unidad Coronillas
- Unidad Teteón 2
- Unidad Teteón 1
- Unidad Mazatepec 2
- Unidad Mazatepec 1
- Unidad Xaltepec
- Unidad Yuhuaixqui
- Unidad La Caldera

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



FACULTAD DE INGENIERIA
Ciencias de la Tierra

Tesis Profesional

PLANO GEOLÓGICO

María del Pilar Magaña García

Lámina 3

2003



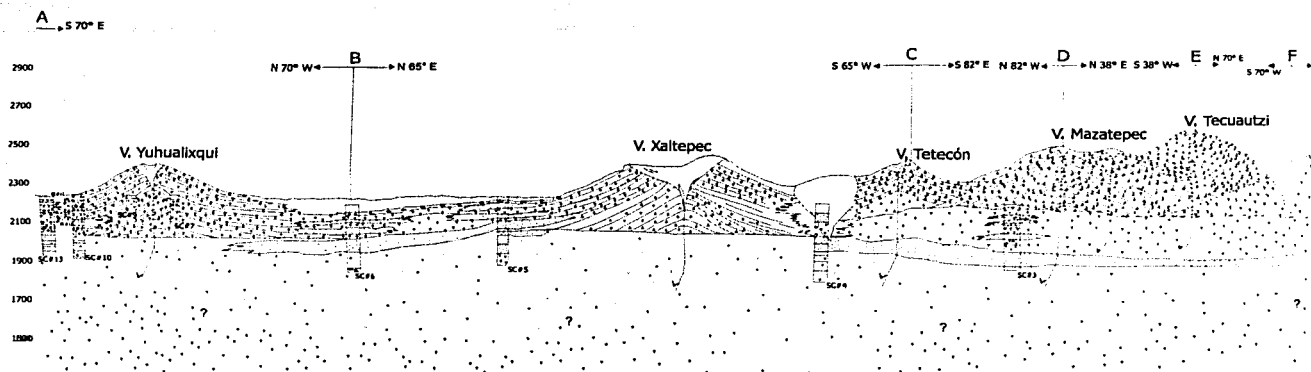
Ingeniería
Geológica

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

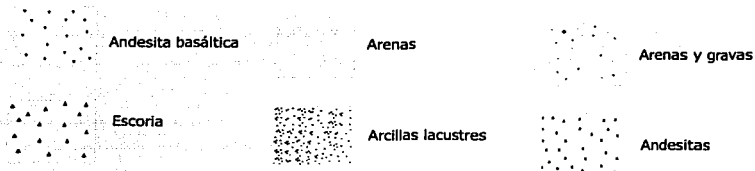
TESIS
FALLA DE

Sección Geológica de la Sierra



Acotación en metros

SIMBOLOGÍA



SC# Número de r

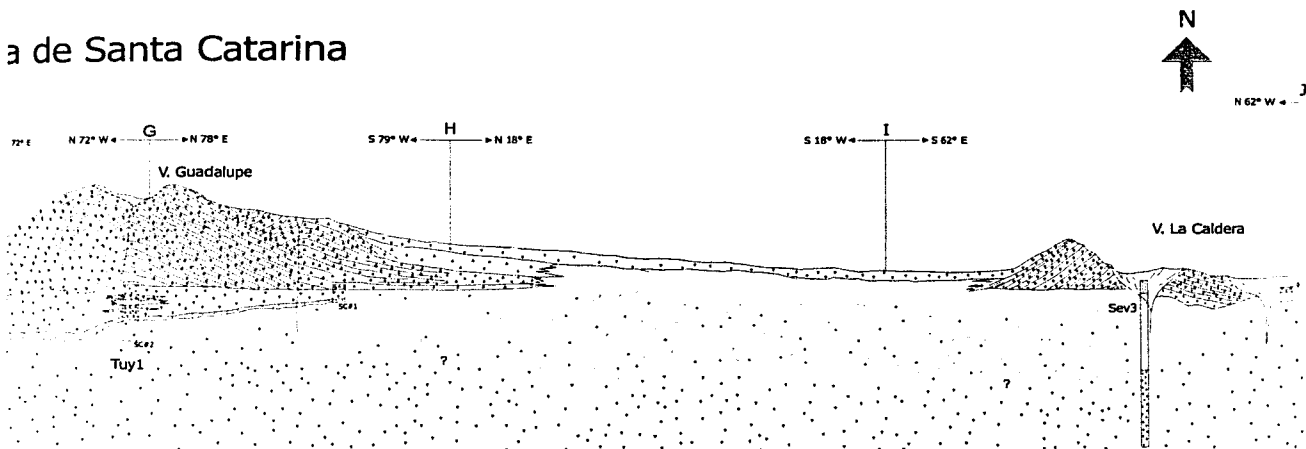
TESIS
FALLA DE

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CON
ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

a de Santa Catarina



020

0 100 200 300 400

ESCALA GRÁFICA EN METROS

CON
ORIGEN

FACULTAD DE INGENIERÍA
Ciencias de la Tierra

Tesis Profesional

Sección geológica de
La Sierra de Santa Catarina

María del Pilar Magaña García

Lámina 4 2003



Ingeniería
Geológica

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

73