

15
24



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ESTUDIO GEOLOGICO DE LAS ROCAS
VOLCANICAS DEL AREA DE
MONTEVERDE, OAXACA.

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

GABRIEL SALINAS CALLEROS



Ciudad Universitaria, México, D. F.

1996

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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.



**EL PRESENTE TRABAJO SE IMPRIMIÓ CON EL APOYO DE
LA COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA**



FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-004

SR. GABRIEL SALINAS CALLEROS
Presente

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

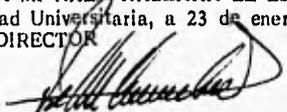
ESTUDIO GEOLOGICO DE LAS ROCAS VOLCANICAS DEL AREA DE
MONTEVERDE, OAXACA

- RESUMEN
- I INTRODUCCION
- II MARCO GEOLOGICO REGIONAL
- III GEOMORFOLOGIA Y ESTRUCTURAS VOLCANICAS
- IV ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA
- V DISCUSION Y CONCLUSIONES
- ANEXO CARTOGRAFICO
- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 23 de enero de 1992
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS


JMCS'EGLM'gtg

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer la asesoría y apoyo recibido durante la realización de este trabajo al Dr. Dante J. Morán Zenteno.

También agradezco la revisión crítica del manuscrito y comentarios del Dr. Raymundo Martínez S., de los M.C. Barbara Martiny K. y Gilberto Silva R. y del Ing. Emiliano Campos M.

Las siguientes personas contribuyeron en el desarrollo del presente trabajo con valiosas sugerencias, comentarios, análisis de laboratorio y visitas de campo: Rufino Lozano, Patricia Girón, Margarita Reyes, Ma. del Sol Hernández, Teodoro Hernández, Cecilia Caballero, Javier Arellano, Rosaura Calva.

En especial un reconocimiento a la valiosa ayuda de Consuelo Macías Romo.

CONTENIDO

	Página
RESUMEN.....	1
Capítulo I	
Introducción.....	4
Objetivos.....	5
Antecedentes.....	5
Método de trabajo.....	5
Localización.....	6
Vías de comunicación y acceso.....	7
Clima.....	8
Población y actividades económicas.....	8
Fisiografía.....	8
Hidrografía.....	11
Capítulo II	
Merco Geológico Regional.....	13
Capítulo III	
Gcomorfología y Estructuras Volcánicas.....	21
Morfometría.....	22
a) Morfohipsas.....	22
b) Pendientes.....	22
c) Ipsomorfohipsas.....	23
Capítulo IV	
Estratigrafía y Petrología.....	25
Estratigrafía.....	26
Petrología.....	36
Características geoquímicas.....	39
Capítulo V	
Discusión y Conclusiones.....	46
Discusión.....	47
Conclusiones.....	49
Anexo I. Procedimiento para el análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, empleados en el laboratorio de geoquímica isotópica (LUGIS) por medio de Fluorescencia de rayos x, del Instituto de Geología.....	52
Bibliografía.....	54

RESUMEN

El área estudiada se encuentra en la Mixteca Alta de Oaxaca, entre los paralelos 17° 23' y 17° 41' de latitud norte y los meridianos 97° 32' y 97° 50' de longitud oeste. El clima es templado con verano fresco largo. Fisiográficamente queda incluida en la Provincia de la Sierra Madre del Sur, caracterizada por presentar como altitud media 2000 m. La Mixteca Oaxaqueña en la que se ubica el área de estudio forma parte de la subprovincia de la Cuenca del Balsas. Hidrográficamente el área queda comprendida en un importante sistema hidrográfico que constituye la cabecera del Río Balsas, el Río Mixteco constituye la desembocadura del drenaje del área de estudio.

La secuencia cenozoica presente en el área, tiene un espesor muy variable. El conglomerado volcánico - calcáreo constituye la unidad litoestratigráfica más antigua. Presenta tonos predominantemente rojos, caracterizado por una secuencia conglomerática con matriz del tamaño de arena gruesa uniendo fragmentos de rocas calcáreas y volcánicas, con interestratos de arcillas, arenas, areniscas y cenizas volcánicas. La siguiente unidad litoestratigráfica es una toba color claro, con texturas vítrea y vitrocristalina con abundante cuarzo, que aflora en la parte noroccidental del área, cerca del poblado de Tezoatlán de Segura y Luna, en general forma mesetas con escarpes pronunciados, abajo de la toba se observó una alternancia de areniscas y limolitas de color rojo, con algunos horizontes de areniscas conglomeráticas y cenizas volcánicas.

Sobre la toba se reconoció una secuencia volcánica intermedia, constituida por tobas, derrames, brechas y areniscas. La característica principal de los derrames es la presencia de lajeamiento, predominando hacia las partes altas y hacia las bajas la arenisca intercalada con la toba. La secuencia volcánica se encuentra cortada por una serie de diques con diaclasamiento vertical, presentando coloraciones oscuras hacia los bordes, en donde existe vitrificación y lustre sedoso, en general presentan espesores entre 5 y 10 m separados por un material brechoide de la roca encajonante. La secuencia volcánica se encuentra interdigitada con la Formación Chilapa principalmente hacia los poblados de San Marcos Monte de León y Guadalupe Vista Hermosa.

Hacia el centro de las depresiones reconocidas como San Antonino Monteverde y San Miguel Monteverde afloran secuencias de material epiclástico conformado por horizontes de areniscas, presentando estratificación normal y cruzada, muy deleznable y con presencia de alteraciones por sericitización, cloritización y oxidación principalmente, en general la topografía presenta pendientes suaves muy resbaladizas. Por las características locales de esta unidad, el probable ambiente de depósito es el de una pequeña cuenca subsidente.

Coronando las partes altas del área cartografiada aflora una secuencia de derrames andesíticos y autobrechas, formadas por el enfriamiento de los primeros, éstos afloramientos se encuentran orientados hacia los principales planos de debilidad los cuales tienen una orientación noroeste - sureste, formando paredes escarpadas, dando forma a las grandes depresiones que se encuentran en la porción central del área cartografiada, las cuales se interpretaron como grandes circos de erosión y para fines de este estudio se les denominó como depresión de San Antonino Monteverde y San Miguel Monteverde. Esta secuencia también se encuentra intrusionada por diques de las mismas características que los de la secuencia volcánica intermedia, y también se observa la interdigitación con la Formación Chilapa.

La Formación Chilapa es una secuencia de calizas silicificadas, areniscas y limolitas, de color predominantemente crema, el ambiente más probable de esta formación es la de un lago, y se encuentra interdigitada tanto con la secuencia volcánica intermedia como con la secuencia de andesitas y autobrechas.

Hacia el sureste del poblado de Yolomecatt y en el camino de terracería que parte de la carretera que une al anterior poblado con Tlaxiaco y que pasa por los de Yucuxaco y Cañada María aflora una intercalación de arenisca de grano grueso, arenisca conglomerática, limolita y algunos horizontes conglomeráticos, deduciendo que se depósito fue en otra pequeña cuenca independiente y como una fase tardía de la Formación Chilapa.

Sobreyaciendo a las diferentes unidades, se encuentran los depósitos cuaternarios, dentro de los cuales existe aluvión, travertino, caliche y suelo residual y actual.

Al término del Cretácico, ocurrió un levantamiento rápido de la región originado por un episodio orogénico, provocando entre otros eventos el levantamiento y el desarrollo de un relieve abrupto, con numerosos valles, cuencas cerradas y serranías. El ataque erosivo inicial originó el depósito del conglomerado volcánico - calcáreo.

Asociado a la actividad volcánica la cual se inició antes del Oligoceno Medio, ocurrió el desarrollo de una cuenca lacustre salobre, depositándose en ella la Formación Chilapa, al igual que otra pequeñas cuencas locales. La actividad volcánica cesó en el Pleistoceno y se originó un nuevo ciclo de rejuvenecimiento fisiográfico, modelando el actual paisaje Mixteco.

A partir de la información de los análisis químicos de elementos mayores y por medio de los diagramas de variación, se ha considerado que las secuencias volcánicas terciarias del área estudiada pertenecen a la serie calciocalina.

Las formas geométricas centrales del área de estudio se interpretaron como grandes circos de erosión, los cuales se definen como formas cóncavas del relieve montañoso, a manera de anfiteatro con laderas de pendiente fuerte. Se originan en las cabeceras de algunas corrientes fluviales, por deslizamiento (erosión remontante) y la acción erosiva fluvial de pequeñas escorrentías que inciden en un canal principal.

Las depresiones que se presentan en la porción central del área de estudio, poseen en planta una forma geométrica que se asemeja a elipses, cuyas medidas son de 7.5 x 5.7 km de radio mayor y menor respectivamente, para la estructura occidental en San Miguel Monteverde y de 7.25 x 4.4 km de radio mayor y menor, para la estructura oriental, en San Antonino Monteverde. Se encuentran abiertas en su extremo norte. Las paredes de la depresión occidental se elevan en su punto más alto hacia el sur a una altura de 3120 msnm a 900 m sobre el piso de la depresión y decrece en altura hacia los bordes oriental y occidental, alcanzando alturas de 2200 msnm. En estos escarpes se pueden apreciar gruesos derrames de andesitas intercaladas con autobrechas. Las paredes de la depresión oriental se elevan también hacia el sur que es su punto más alto a los 3200 msnm y a 1000 m del piso de la depresión y decrece en altura hacia los bordes, alcanzando una altura al borde oriental de 2400 msnm.

Dichas paredes escarpadas, se interpretaron como un vulcanismo de tipo fisural, siguiendo los principales planos de debilidad, los cuales presentan una orientación noroeste - sureste y constituidos principalmente por secuencias de derrames andesíticos y autobrechas. Los diques que cortan a esta unidad y a la secuencia volcánica intermedia, parecen tener el mismo origen fisural.

CAPITULO I
INTRODUCCION

OBJETIVOS

El objetivo de este trabajo fue el de llevar a cabo una investigación geológica; referente principalmente a la estratigrafía volcánica de la región, así como a las características geoquímicas y petrológicas que permitieran realizar inferencias sobre el origen, evolución y ambiente tectónico de formación, de los cuerpos volcánicos que afloran en la región. Adicionalmente, se busca aportar observaciones sobre el tipo de vulcanismo dentro de esta porción de la Mixteca Oaxaqueña, poniendo principal interés en las dos depresiones de estructura elíptica, que se observaron por primera vez en las imágenes de satélite.

ANTECEDENTES

Ya que el área de estudio se encuentra sobre una franja de orientación norte-sur de rocas ígneas extrusivas, volcanosedimentarias, continentales del Cenozoico. La cual de acuerdo a las cartas geológicas regionales disponibles, la distribución de estas unidades terciarias se ubican al sur de la Franja Volcánica Transmexicana, hasta el Istmo de Tehuantepec. Así, las unidades volcánicas terciarias se encuentran distribuidas en diferentes zonas de los estados de Oaxaca, Guerrero, Morelos, México y Michoacán. Dicha franja se localiza desde los 16° 10' a los 19° 20' de latitud norte y los 95° 30' a los 102° 50' de longitud oeste, se encuentran en contacto con rocas sedimentarias marinas del Cretácico y con rocas metamórficas del Paleozoico. Hacia el norte se encuentra limitada por la Provincia del Eje Neovolcánico y al sur, en la costa, con un Complejo Batolítico, así como de rocas ígneas intrusivas graníticas y gabroides del Paleogeno.

METODO DE TRABAJO

El presente trabajo fue realizado en forma general en cuatro etapas, las cuales se describen a continuación:

- a) Investigación bibliográfica y cartográfica. Esta etapa consistió en la recopilación y consulta de estudios previos realizados en el área de trabajo o regiones colindantes. Se consultaron artículos, informes y cartografía geológica, todo lo cual fue debidamente revisado para extraer de ellos los elementos de mayor utilidad para los propósitos de este trabajo.
- b) Análisis geomorfológico del área de estudio. Elaboración de 3 mapas: hipsométrico, de pendientes y de morfosisohipsas; y construcción de 4 perfiles morfológicos.

Fotointerpretación geológica: Se procedió a elaborar un mapa fotogeológico utilizando para ello la información obtenida con la fotointerpretación geológica efectuada sobre pares estereoscópicos de fotografías aéreas. El cuadrángulo que cubre el área de estudio se formó con diez fotografías aéreas de un vuelo de INEGI realizado en mayo de 1985 a escala 1 : 75 000. Se tomaron también como

base las cartas topográficas de Santo Domingo Tonalá, Tamazulapan, Tlaxiaco y Yolomecatl a escala 1 : 50 000, editadas por DETENAL. Realizado lo anterior, se establecieron los objetivos preliminares a la verificación de campo.

- c) La tercera etapa se llevó a cabo a través de tres salidas a campo que en conjunto constituyeron cuatro semanas de trabajo, éstas se desarrollaron en forma alternada con trabajo de gabinete en el que se reinterpreto la fotogeología con base en los resultados de campo. Durante las etapas de gabinete se plantearon problemas geológicos del área no contemplados previamente.

Las etapas de campo tuvieron como objetivos centrales el realizar una cartografía geológica del área sobre una base topográfica apropiada y en escala apropiada, así como de la colecta de muestras para realizar estudios petrográficos y químicos. Se recabaron datos estructurales de rumbo y echado de las capas así como de las fracturas y fallas presentes en el área. Se realizaron clasificaciones petrográficas preliminares en el campo. Se recopiló información sobre las estructuras volcánicas.

- d) La etapa posterior al trabajo de campo consistió en integrar la información hasta entonces recabada y efectuar el trabajo de laboratorio para realizar los estudios petrográficos y geoquímicos correspondientes, con lo cual se reforzaron en gran medida los resultados propuestos para la formulación de las hipótesis de trabajo. Una vez obtenidos los datos correspondientes se procedió con la etapa de procesado e interpretación, así como de la formulación de conclusiones.

LOCALIZACION

El área de estudio se localiza en la porción noroccidental del estado de Oaxaca (Ver Figura 1). Políticamente el área pertenece al Distrito de Teposcolula, abarca los municipios de San Antonino Monteverde, San Pedro y San Pablo Teposcolula, San Sebastián Nicananduta, Santa María Chilapa de Diaz y Santiago Yolomecatl, principalmente; que forman parte de la región denominada como la Mixteca Alta.

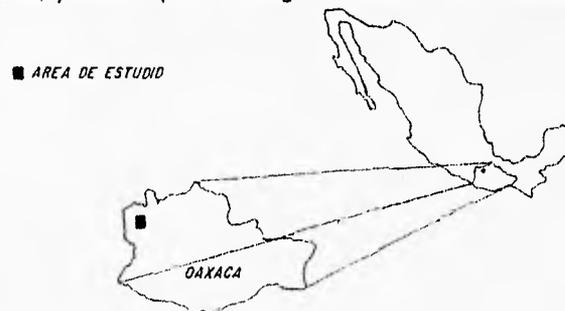


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.

Los límites geográficos del área cartografiada están ubicados entre los 17° 23' y 17° 41' de latitud norte y los 97° 32' y 97° 50' de longitud oeste. Dicha superficie comprende (Dirección General de Geografía) las cartas topográficas: Santo Domingo Tonalá (E14D24), Tamazulapan (E14D25), Tlaxiaco (E14D34) y Yolomecatl (E14D35).

VÍAS DE COMUNICACION Y ACCESO

La principal vía de comunicación de esta región la constituye la Carretera Federal 190, conocida también como Carretera Panamericana o Cristóbal Colón, la cual comunica las Ciudades de México y Oaxaca. A partir de esta carretera se desprenden varios caminos tanto pavimentados como de terracería que comunican a los diferentes poblados de la Mixteca Oaxaqueña (Ver Figura 2).

Las vías de acceso a partir de la Ciudad de México las constituyen las Carreteras Federales 190 y 125, ambas convergen en Huajuapán de León con procedencia de Cuautla-Izúcar de Matamoros-Acatlán y Puebla-Tehuacán respectivamente.

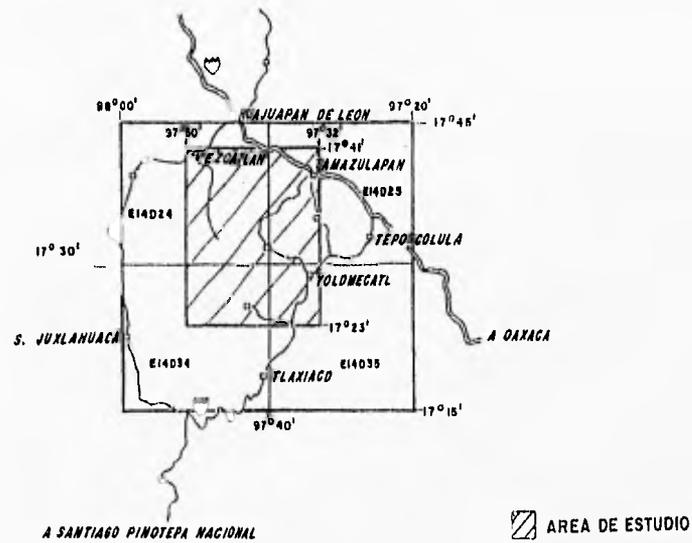


Figura 2. Vías de acceso al área de estudio.

A partir de Huajuapán de León por la carretera rumbo a Oaxaca se recorren aproximadamente 64 km y se desprende hacia el sur la carretera 125 que llega a los poblados San Pedro y San Pablo Teposcolula, Santiago Yolomecatl, Santa María Asunción Tlaxiaco, Putla, Pinotepa Nacional y a la costa del Pacífico (Carretera No. 200).

Sobre la carretera 125, a partir de Santiago Yolomecatl, se desprende un camino de terracería que comunica a los poblados de San Sebastián Nicananduta, San Antonino Monteverde, Guadalupe Monteverde, San José Monteverde, San Francisco Cabayúa y San Antonio Yododunza; porción central de la zona de estudio.

CLIMA

El clima de la zona de estudio, tomado de la estación climatológica de Tlaxiaco, la más cercana a la zona de estudio, basada en el sistema de Köppen modificado por E. García (1988) para México, corresponde en forma predominante al grupo de los climas templados (Cb) del tipo Cb(W2)(W) igw", que tiene las siguientes características: templado con verano fresco largo, temperatura anual entre 12° y 18° y temperatura del mes más frío en un rango de -3° a 18° y temperatura del mes más caliente en un rango de 6.5° a 22°. La estación más seca es el invierno, con una variante isoterma menor de 5°, el mes más caliente es antes del solsticio de verano, presenta Canícula. Los vientos dominantes provienen del norte.

POBLACION Y ACTIVIDADES ECONOMICAS

Según la información del INEGI del XI Censo General de Población y Vivienda 1990, se observa que esta región de Oaxaca es de las de mayor porcentaje de alfabetización, aunque el lenguaje familiar sigue siendo el mixteco.

De la población económicamente activa, un poco más de la mitad se dedica a la agricultura, que en general corresponde a siembra de temporal, predominando el cultivo de maíz. La otra parte de la población se dedica principalmente al pastoreo de ganado caprino, a la construcción, comercio en escala reducida, transporte y al desarrollo de artesanías que en los últimos años se ha centrado en el tejido de la palma a través de organismos gubernamentales (FIDEPAL), y por último diversos oficios. De lo anterior se desprende la carencia de industrias u otras fuentes de trabajo que posibiliten el desarrollo económico de la región.

FISIOGRAFIA

La zona de estudio queda comprendida en lo que Raisz (1964) denomina provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, la cual limita con las provincias llamadas Meseta Neovolcánica, al norte, y con las Tierras Altas Oaxaqueñas, al oriente. El límite sur corresponde a las Costas del Océano Pacífico.

La provincia de la Sierra Madre del Sur está caracterizada por presentar como altitud media 2 000 m aproximadamente y elevaciones que en general no sobrepasan los 3 500 m. La integran cuatro subprovincias: La Meseta del Norte, La Cuenca del Balsas, La Vertiente del Sur y La Planicie Costera (Ver Figura 3). La Mixteca Oaxaqueña en la que se ubica el área de estudio forma parte de la subprovincia de la Cuenca del Balsas.



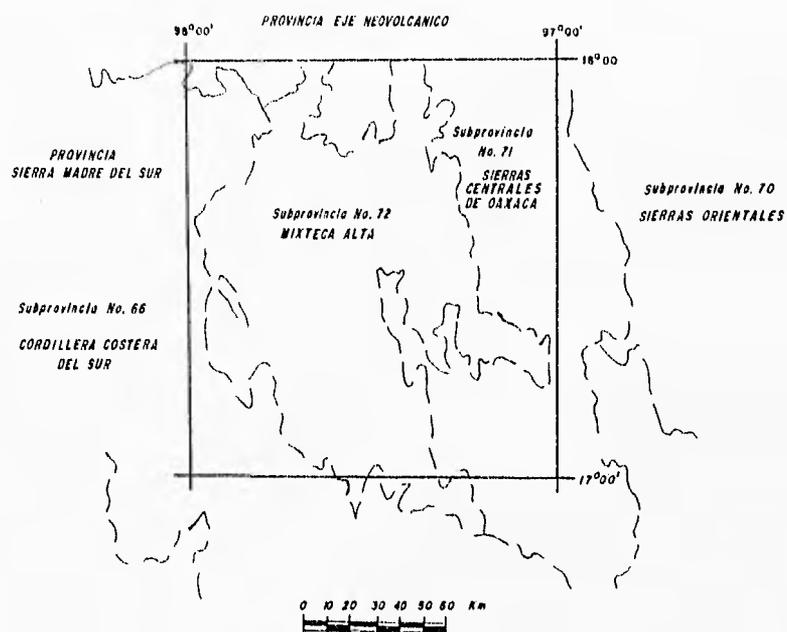
PROVINCIAS FISIOGRAFICAS

- | | |
|---|------------------------------|
| 1. BAJA CALIFORNIA | 12. MESETA NEVOLCANICA |
| 2. TIERRAS BAJAS DE BAJA CALIFORNIA | 13. SIERRA MADRE DEL SUR |
| 3. MONTANAS SEPULTADAS | a. MESETA DEL NORTE |
| 4. SIERRA MADRE OCCIDENTAL | b. CUENCA DEL BALSAS |
| 5. SIERRAS Y CUENCAS | c. VERTIENTE SUR |
| 6. SIERRAS DE PIEDEMONTE | d. PLANICIE COSTERA |
| 7. LLANURA COSTERA DE SINALOA Y NAYARIT | 14. TIERRAS ALTAS DE OAXACA |
| 8. SIERRAS TRANSVERSALES | 15. TIERRAS ALTAS DE CHIAPAS |
| 9. SIERRA MADRE ORIENTAL | 16. VERTIENTE DEL GOLFO |
| 10. MESETA CENTRAL | 17. YUCATIAS |
| 11. LLANURA COSTERA DEL GOLFO | 18. PLATAFORMA YUCATECA |

SEGUN ESQUEMA DE RAISE, 1964.

Figura 3. Provincias fisiográficas de la República Mexicana.

Según el esquema de la Carta Fisiográfica "Hoja México", escala 1 : 1'000,000 editada por la D.G.G. La región estudiada forma parte de la subprovincia No. 72 llamada Mixteca Alta y se encuentra comprendida en la provincia de la Sierra Madre del Sur. Esta subprovincia está limitada al norte por la subprovincia Cordillera Costera del Sur y al oriente por la subprovincia de las Sierras Centrales de Oaxaca (Ver Figura 4)



CARTA FISIOGRAFICA ESCALA 1= 1'000,000

"Hoja Mexico" O.G.G.

Figura 4. Subprovincias fisiográficas del área de estudio.

HIDROGRAFIA

El área de estudio queda comprendida en un importante sistema hidrográfico que constituye la cabecera del Río Balsas, la cual se extiende desde la porción sur de Huajuapán de León hasta Tlaxiaco.

Las características del sistema hidrográfico son complejas. A continuación se describe un esquema general de su configuración:

En la parte suroeste de la zona se forman los arroyos Yutugeño y El Clarín que se llegan a unir con el nombre de Río Numi, fluyendo hacia el sur al igual que el Río Yutucujú y Yutecanú es esta porción.

En la porción sureste el arroyo El Arenal, El Cacalo, La Rana y El Nomadaui se unen al Río Mixteco que fluye en una dirección SE-NW, recibiendo también las aguas de varios arroyos en la parte noreste, como son el arroyo El Salado y Minijite y recibiendo por último en la porción noroeste las aguas del arroyo San Antonino Monteverde y San Martín que nacen en la parte central de la zona.

Hacia el borde noroeste de la zona el Río Mixteco confluye con el Río Salado, tomando el nombre del primero.

Es importante señalar algunas características del sistema hidrográfico como el de los arroyos citados, la mayor parte corresponde a corrientes intermitentes, que en las épocas de lluvia drenan importantes volúmenes de agua.

CAPITULO II

**MARCO GEOLOGICO
REGIONAL**

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El sureste de México, entre la Faja Volcánica Transmexicana y la Margen Continental del Pacífico, es geológicamente muy compleja, y en la actualidad ocupa la parte suroccidental de la Placa Norteamericana, interactuando con la Placa de Cocos y del Caribe.

En algunos estudios se presenta la idea de que gran parte de la corteza continental mexicana se habría emplazado en su posición actual con respecto a Norteamérica, a partir de una posición más occidental o noroccidental y por medio de la acción de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo (Van der Voo, R. 1976). También existen interpretaciones en las que se sugiere el emplazamiento de porciones del occidente y sur de México por medio de la agregación de fragmentos continentales provenientes de un dominio intraoceánico occidental (Urrutia Fucugauchi, 1980; Coney, 1983), hacen propuestas específicas en relación con los valores angulares de las rotaciones para los diferentes bloques continentales de México. Estas rotaciones se interpretan a partir de la propuesta de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo para el Jurásico Tardío, y tomando en cuenta consideraciones geológicas y geométricas relativas a la continuidad de rasgos tectónicos regionales, de afinidades estratigráficas y correspondencia de los contornos de los bloques. De acuerdo con este modelo, el desplazamiento a lo largo de la Megacizalladura Mojave-Sonora y de la Faja Volcánica Mexicana, durante el Jurásico Tardío, habilitó el emplazamiento en el espacio del Sur de México, de la porción continental que incluye a los terrenos Mixteca y Oaxaca.

Las inferencias paleogeográficas en relación con la afinidad pacífica del Terreno Mixteca refuerzan la procedencia occidental de dicho terreno y del Terreno Oaxaca. Sin embargo, las declinaciones al norte de las inclinaciones positivas en las direcciones paleomagnéticas son más compatibles con una procedencia de la margen occidental de Norteamérica.

La Región Mixteca, localizada en la Sierra Madre del Sur, es una región con afloramientos aislados de rocas sedimentarias, rocas metamórficas bien estudiadas en algunas partes, así como depósitos volcánicos poco estudiados. Aún permanecen áreas importantes sin exploración, ni investigaciones necesarias para comprender en su totalidad el significado histórico de esta vasta región.

El Terreno Mixteca se caracteriza por la presencia de un basamento metamórfico (Complejo Acatlán), que presenta características, tanto petrológicas como tectónicas que sugieren y de acuerdo a Ortega Gutiérrez (1981b), que el origen del Complejo Acatlán, y su yuxtaposición con el Complejo Oaxaqueño se relaciona con la colisión ocurrida en el Paleozoico Tardío hacia el norte de los Apalaches, sufriendo posteriormente un movimiento tectónico al suroeste de Norteamérica.

Los límites tectónicos con terrenos vecinos, es una característica importante. El límite oriental del Terreno Mixteca con el Terreno Oaxaca es un límite tectónico, pero sólo al nivel del basamento (Ortega Gutiérrez, 1981a), por la existencia de una franja cataclástica con orientación norte-sur. El límite suroccidental, para Riller et al. (1992) el límite de los terrenos Mixteco y Xolapa está comprendido por una franja deformada de aproximadamente 1 km de ancho con milonitas, ultramilonitas, cataclásticas derivadas de las migmatitas del Complejo Xolapa y de calizas, mármoles y rocas volcánicas del Terreno Mixteco que presentan rasgos cinemáticos de una zona de fallamiento normal. El límite occidental está oscurecido por la cubierta cretácica de la Plataforma Morelos-Guerrero, aunque se ha interpretado en contacto tectónico con el Complejo Tierra Caliente con traza norte-sur (Campa y Coney, 1983). El límite norte del Terreno Mixteca no se conoce debido principalmente a la presencia de las cubiertas mesozoicas sedimentarias y cenozoica volcánica.

La configuración precisa de los límites del Terreno Mixteca y la cronología de los eventos de unión con los terrenos vecinos no pueden ser completamente establecidos, ya que en las zonas de los contactos se observan situaciones que oscurecen las relaciones entre los terrenos.

A partir del Devónico Tardío y hasta finales del Pensilvánico el Terreno Mixteca debió de estar sujeto a un intenso levantamiento y una profunda erosión (Corona-Esquivel, 1985), calculando una velocidad de levantamiento para este complejo de 200 m por cada millón de años. Morán Zenteno (1987) sugiere una paleogeografía pérmica del Terreno Mixteca, en el cual se infiere un marco de plataforma marina de aguas cálidas y someras, evidenciada por la presencia de facies arrecifales. Aunque la presencia de amonitas indican etapas de comunicación con el mar abierto, así como la interstratificación de lutitas y areniscas y restos de plantas en algunos miembros, representan fluctuaciones en la posición de la línea de costa.

La naturaleza casi totalmente sedimentaria de la secuencia del Jurásico y Cretácico en el Terreno Mixteca y su composición excluyen la posibilidad de una relación de proximidad con algún arco magmático asociado a un límite convergente de placas. Para la composición estratigráfica del Jurásico y Cretácico en el Terreno Mixteca, es más factible pensar, en términos de la tectónica de placas, en la vecindad de una margen continental pasiva. Es muy probable que el emplazamiento de los Terrenos Mixteca y Oaxaca, en su posición actual, haya ocurrido como parte de un bloque continental mayor debido a la acción de una o varias fallas laterales ubicadas en el norte del país, pero con trazas que permitieran cambios significativos en la paleolatitud.

A partir de la presencia de algunos cuerpos volcánicos subaéreos entre las rocas del Pérmico y las del Jurásico Medio se pueden inferir algunos episodios de vulcanismo que ocurrieron durante la emersión total del Terreno Mixteca entre finales del Pérmico y el Bajociano.

La sedimentación continental comienza a partir del Toarciano, generalizándose los depósitos de sedimentos cuarzosos en un relieve contrastado y un clima cálido-húmedo posiblemente de llanura de inundación asociadas a ambientes palustres poco continuos hasta el Aaleniano.

En el Bajociano Inferior existió un cambio brusco en el relieve, producto de un régimen distensivo que sirvió de escenario para depósitos fluviales, que parecen indicar sistemas de abanicos aluviales de gran extensión, en los que se formaron fajas de piedemonte, principalmente en la porción oriental del Terreno.

A partir del Calloviano, y debido a una transgresión marina, se formó una paleobahía (Morán, 1987) con franca comunicación al mar abierto. Probablemente en el Oxfordiano esta circulación se vio obstruida por una barrera.

Las condiciones de sedimentación para el Hauteriviano Tardío - Aptiano son diferentes, depositándose secuencias de tipo continental, reveladas por la actividad volcánica andesítica subaérea reportada por Morán (1987), y por el desarrollo sobre estas secuencias de unidades continentales. La presencia de gruesas secuencias de calizas del Albiano de las formaciones Teposcolula y Morelos indican que a partir del Albiano ocurrió una transgresión marina propiciando la formación de una plataforma calcárea en gran parte del Terreno Mixteca y que se extendía, hacia el Terreno Oaxaca. Estas condiciones perduraron en la porción occidental del Terreno hasta el Coniaciano, comenzando un depósito de terrígenos. Hacia la porción centromeridional existe una escasez de secuencias correspondientes al Campaniano - Maestrichtiano, lo que indicaría una retirada de los mares hacia el noreste para el Cretácico.

El registro estratigráfico Terciario de esta porción expresa episodios de sedimentación y magmatismo desarrollados bajo condiciones continentales emergidas. Dichos episodios ocurrieron dentro de un marco de regímenes tectónicos cambiantes relacionados, en gran medida, con variaciones en la cinemática de las placas tectónicas de la Cuenca del Pacífico. Sin embargo, la secuencia y características de los fenómenos tectónicos ocurridos durante el Terciario para esta región oceánica-continental no han sido completamente comprendidos.

De acuerdo a las cartas geológicas regionales disponibles (cartas del INEGI 1:250 000 y Carta Geológica de México, 1: 2 000 000), la distribución de las unidades terciarias ubicadas al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, hasta el Istmo de Tehuantepec, abarcan un 30% de la superficie total de la región. Así, las unidades volcánicas terciarias se encuentran distribuidas en diferentes zonas de los estados de Oaxaca, Guerrero, Morelos, México y Michoacán (Ver Figura 5).

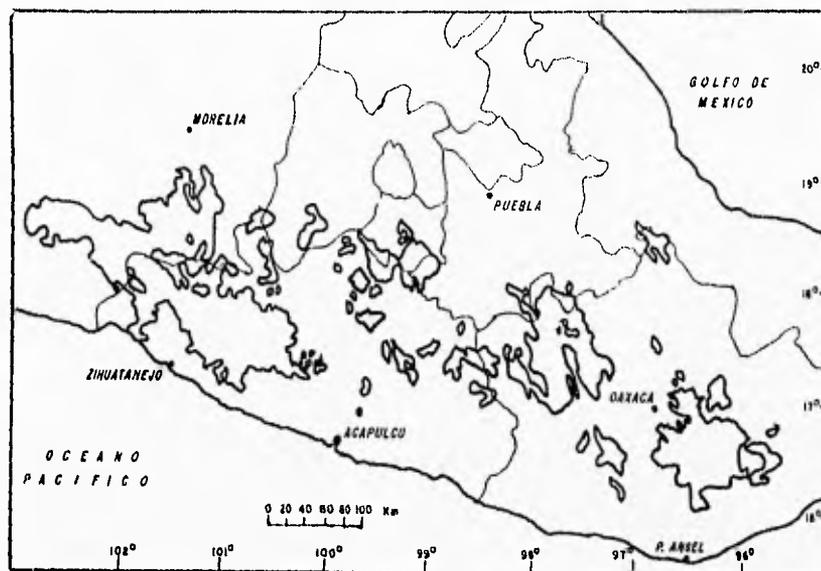


Figura 5. Distribución de los afloramientos mayores de rocas volcánicas terciarias en el sur de México.

Desafortunadamente, las variaciones cronológicas y las características tectónicas de dichas rocas volcánicas terciarias y sus posibles relaciones con las rocas magmáticas de la Margen Pacífica o con los eventos de Pre-faja (FVT) no han sido bien comprendidas, debido a la escasa información geológica, geoquímica y estructural relativa a dichas rocas.

Sin embargo, utilizando los escasos datos disponibles se puede suponer la existencia de un cinturón o provincia magmática calcalcalina terciaria, que se extiende dentro de los estados de Oaxaca, Guerrero, Morelos, México y Michoacán. La existencia y características de las rocas volcánicas deben estar determinadas por el movimiento relativo de placas tectónicas (oceánicas y continentales), durante el Terciario, para el suroccidente de México.

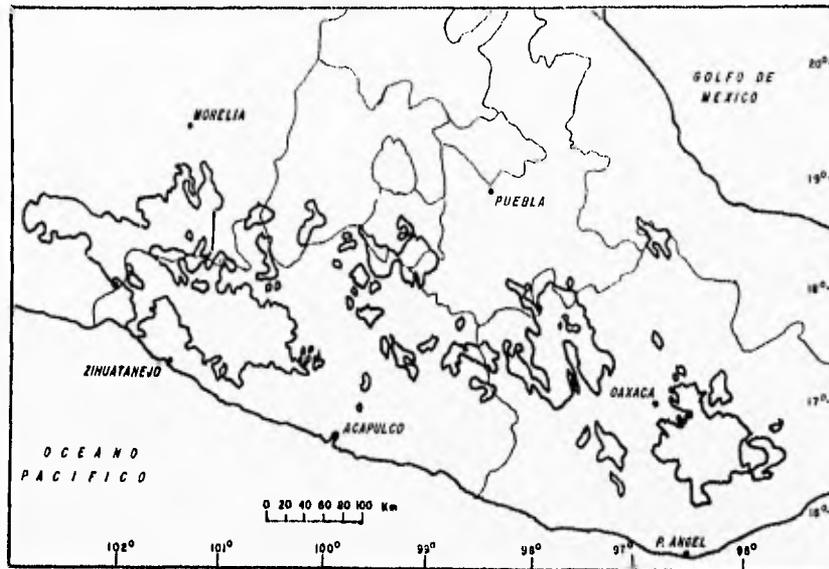


Figura 5. Distribución de los afloramientos mayores de rocas volcánicas terciarias en el sur de México.

Desafortunadamente, las variaciones cronológicas y las características tectónicas de dichas rocas volcánicas terciarias y sus posibles relaciones con las rocas magmáticas de la Margen Pacífica o con los eventos de Pre-faja (FVT) no han sido bien comprendidas, debido a la escasa información geológica, geoquímica y estructural relativa a dichas rocas.

Sin embargo, utilizando los escasos datos disponibles se puede suponer la existencia de un cinturón o provincia magmática calcialcalina terciaria, que se extiende dentro de los estados de Oaxaca, Guerrero, Morelos, México y Michoacán. La existencia y características de las rocas volcánicas deben estar determinadas por el movimiento relativo de placas tectónicas (oceánicas y continentales), durante el Terciario, para el suroccidente de México.

Las edades obtenidas para los sedimentos más antiguos de las inmediaciones de la trinchera de Acapulco (Butt, 1981) y la proximidad de intrusivos oligocénicos al eje de la trinchera (distancia promedio de 80 km) (Bellon et al., 1982) indican que este límite convergente es relativamente reciente, ya que se formó a partir del Mioceno. Por lo anterior la posición del límite convergente de placas, anterior al Mioceno, se ubicaría probablemente, al occidente de su posición actual. El magmatismo relacionado con el antiguo límite convergente estaría representado por las rocas plutónicas de la margen continental y las rocas volcánicas Oligo-Miocénicas ubicadas al interior del continente, hasta casi el límite sur de la actual Faja Volcánica Transmexicana. Mientras que el magmatismo asociado al actual límite convergente sería de edad Plio-Cuaternaria y se distribuye en una posición oblicua con respecto a la margen continental, formando la actual Faja Volcánica Transmexicana.

Los posibles factores que determinaron el cambio en la posición del magmatismo a través del tiempo son aparentemente: el proceso de truncamiento de la margen continental por medio de un mecanismo hasta ahora no bien comprendido, pero dentro de los cuales se ha propuesto un proceso de transporte tectónico a lo largo de la margen (Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988 y Ratschbacher et al., 1991). Otro factor que determina esta transición puede ser la fragmentación de la placa Farallon y los cambios de polos de rotación que dieron origen a la placa de Guadalupe y posteriormente a las placas de Cocos y Rivera.

Estudios de sismología recientes basados en la localización de focos sísmicos a diferentes profundidades, han ayudado a configurar y determinar la geometría de la subducción a lo largo de la Trinchera de Acapulco. Así se tiene, que a partir de una inclinación inicial de la placa de 26° el segmento subducido adquiere en esta región una actitud subhorizontal, hasta alcanzar una profundidad de 50 a 275 km del eje de la trinchera. Esta posición se ubicaría al sur de donde se inicia el volcanismo Plio-Cuaternario de la Faja Volcánica Transmexicana (Suárez et al., 1990 y Pardo, 1993).

Si dichas observaciones son ciertas, esta explicaría la existencia de un "hiatus" magmático entre la extinción del magmatismo asociado a la antigua trinchera y el magmatismo relacionado con los fenómenos de subducción en la actual Trinchera. La ausencia de magmatismo podría deberse a la placa subducida no alcanza una profundidad mínima de 100 km, a la cual comienzan a aparecer los fenómenos de fusión parcial del manto-corteza inferior.

Uno de los eventos magmáticos más significativos del Terciario del sur de México está representado por el emplazamiento de secuencias volcánicas andesíticas y, en menor grado riolíticas, que se encuentran distribuidas al sur de la Faja Volcánica Transmexicana y al norte de la margen continental de Guerrero y Oaxaca.

La posición intermedia de las secuencias volcánicas andesíticas y riolíticas (Provincia Volcánica Terciaria del sur de México) entre la Faja Volcánica Transmexicana y la Franja Plutónica de la margen suroccidental de México es un rasgo sobresaliente que indica que esta provincia representa un evento muy importante en la forma y cinemática de las placas oceánicas que interactúa con la margen suroccidental de México. Estos cambios dieron origen, primero en la placa de Guadalupe y posteriormente en las placas de Cocos y Rivera (Klitgord y Mammerix, 1982) y fueron parcialmente contemporáneas en el desplazamiento del Bloque Chortis y el desarrollo de la placa del Caribe.

Geográficamente el Bloque de Chortis incluye la parte de Guatemala al sur del Valle del Río Motagua, El Salvador, Honduras y caso toda la extensión de Nicaragua y se extiende bajo el mar Caribe hacia el este por el promontorio conocido como Banco de Nicaragua.

El espesor de la corteza deducido de velocidades sísmicas se estima que varía de 35 a 40 km en la parte terrestre que es de tipo continental, y de 25 a 30 km en el Banco de Nicaragua, lo que indica una corteza intermedia y oceánica engrosada. El cambio de una a otra es un problema aún sin resolver. La descripción siguiente se refiere a la parte terrestre del bloque.

Las rocas más antiguas conocidas en el bloque son principalmente metasedimentarias de varios grados de metamorfismo y probablemente de diferentes edades. Al sur de la Falla del Motagua, en Guatemala y Honduras, hasta otra gran falla transcurrente conocida como Jocotlán Chamelecón, aflora un complejo de rocas metasedimentarias y metaigneas. En cierta forma su litología es similar a parte del Complejo Xolapa en el bloque Oaxaca, y en la reconstrucción de placas, se infiere que durante el Paleozoico Inferior se encontraban yuxtapuestos.

En términos generales, de acuerdo a Schaff et al. 1995, la secuencia sedimentaria Mesozoica del Bloque Chortis se asemeja mucho más a la de la Cuenca Morelos-Guerrero en el Bloque Oaxaca. Rocas intrusivas, datadas como del Cretácico Tardío y Terciario Temprano son comunes, principalmente en el borde norte, donde podrían representar rálces de un paleoarco volcánico. Las rocas sedimentarias del Terciario están restringidas a cuencas pequeñas, mientras que rocas volcánicas del Oligoceno al Plioceno, principalmente ignimbritas riolíticas con basaltos y andesíticas en su parte inferior, que son extensas, pueden asociarse tectónicamente con el inicio de una fase de extensión regional.

La historia tectónica del Terciario tardío está caracterizada por movimientos de extensión acompañados de extrusiones ignimbriticas y fallamiento normal, debidos a la migración hacia el este de la placa del Caribe, a través de desplazamientos laterales izquierdos a lo largo de las grandes fallas transcurrentes de Polochic y Motagua.

La evolución de la costa del pacifico mexicano ha estado conectada al desarrollo de la Placa del Caribe y el desplazamiento del Bloque de Chortis, el cual pudo haber estado vinculado a la cordillera suroeste de México durante el Pre-Neogeno. El desplazamiento lateral izquierdo de Chortis es interpretado como una consecuencia de movimientos paralelos a lo largo de la actual Trinchera Meso-americana, y que causado por el movimiento transformante de la Placa del Caribe probablemente combinada con una subducción oblicua.

La Figura 6 muestra dos paleoposiciones hipotéticas para el bloque de Chortis a lo largo de la costa suroccidental de México.

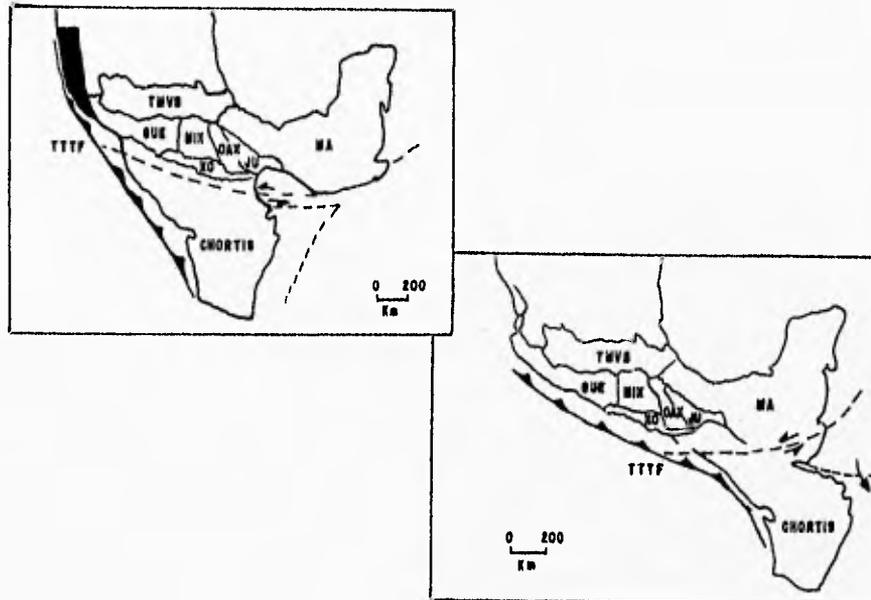


Figura 6. Paleoposiciones hipotéticas para el bloque de chortis a lo largo de la costa suroccidental de México (según Schaaf, et al. 1995)

Desde el Eoceno Tardío (40 ma) la posición del Chortis fue movido cerca de 650 km con una velocidad de 4.3 - 6.5 cm/año, para el Oligoceno Superior (25-30 ma) su posición era cerca al Istmo de Tehuantepec.

Todos estos sucesos ocurrieron en el marco de un ambiente continental y corresponden al inicio y desarrollo de actividad volcánica durante el Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano. El conjunto de condiciones detalladas que prevalecieron durante el proceso de actividad volcánica son hasta la fecha poco conocidas.

Gran parte del relieve actual es remanente de los episodios de actividad volcánica del Terciario. Durante el Cuaternario se desarrollaron procesos erosivos y de depositación que han dado lugar a conglomerados, suelos, aluvi6n y caliche.

Durante el Cretácico Temprano y el Eoceno Medio, se llevó a cabo una subducci6n a lo largo de la costa oeste de México. La aparente migraci6n del magmatismo entre Puerto Vallarta y Zihuatanejo es debido a los cambios de profundidad y temperatura de la subducci6n de la placa Farall6n y a la reorganizaci6n de la trinchera asociada con la separaci6n del Chortis (Schaaf, P., et al. 1995).

El movimiento al sureste del bloque de Chortis desde el área de Tehuantepec a su posici6n actual, fue significativamente lento (1.6 cm/año) y probablemente fue acompaado por una extensi6n cortical del Chortis (Schaaf, P., et al. 1995).

Finalmente se puede decir que, los escasos estudios geol6gicos y geoquimicos, llevados a cabo por diversos autores o instituciones, permiten tener una visi6n muy general del contexto magmático terciario para el suroccidente de México. Así, se puede proponer la existencia de un cintur6n magmático calchicallino, parcialmente contemporáneo a los eventos de la Margen Pacífica, y que se pudieran extender hasta la porci6n sur de la Faja Volcánica Transmexicana.

CAPITULO III

**GEOMORFOLOGIA
Y
ESTRUCTURAS
V O L C A N I C A S**

Con el objeto de reconocer los principales rasgos volcánicos constructivos y los rasgos erosivos destructivos del área estudiada se llevó a cabo un análisis geomorfológico. A continuación se presentan los análisis realizados en la zona estudiada:

1. MORFOMETRIA

Se consideró conveniente realizar en este estudio algunos análisis de tipo morfométrico para cuantificar las formas del relieve terrestre. Esto se llevó a cabo para comprender mejor los rasgos geomorfológicos, así como la identificación de las estructuras volcánicas mayores presentes en el área de estudio, dado que se trata de una zona volcánica inactiva y erosionada, se eligieron aquellos análisis que proporcionarían información básica. Se incluyen aspectos cuantitativos del relieve que influyen en la dinámica geomorfológica y que son el resultado de la relación de las fuerzas endógeno-exógenas. Estos parámetros permiten la zonificación de las formas del relieve, observando la topografía en general de la zona de estudio.

a) Análisis de Morfohipsas:

El rango elegido para este estudio fue 200 m, dando como resultado que la porción NW de la zona es la de menor elevación con valores menores a los 1500 m de altura, y la porción Centro - SW es la de mayor altura con valores de más de 3200 m (Ver Mapa Hipsométrico). En esta zona se observan dos depresiones de traza similar a elipses y abiertas hacia el noroeste. Estas figuras forman por sus características generales circos de erosión, en donde sus paredes escarpadas fueron originadas por posibles fisuras en el subsuelo a través de las cuales fluyó magma a la superficie, aflorando secuencias de derrames andesíticos, autobrechas y diques.

b) Análisis de Pendientes:

Con el objeto de facilitar la comparación cuantitativa de las diferentes formas del relieve y evaluar los diversos tipos de procesos exógenos, se elaboró un mapa de pendientes. El mapa se elaboró con una modificación a los rangos de pendientes propuestos por el Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática, los cuales se estiman con base en la distancia entre dos curvas de nivel consecutivas en un intervalo de 10 m, como se observa en el siguiente cuadro:

Distancia en la carta	Pendiente %
1 cm a 2 cm	< 2
5 mm a 1 cm	2 < 4
2 mm a 5 mm	4 < 8
1.6 mm a 2 mm	8 < 16
1 mm a 1.6 mm	16 < 40
0.5 mm a 1 mm	> 40

En el mapa de pendientes se observa un marcado contraste entre la morfología de los bordes NW, NE y SE de todo el resto del área de estudio, determinando así que en esta región la erosión se encuentra actuando con mayor intensidad. (Ver Mapa de pendientes).

La intensidad del proceso de erosión vertical se valoró de acuerdo a los parámetros propuestos por Palacio (1983).

Pendiente (grados)	Grado de erosión (potencial)	Relieve
De 0 a 1.5	Nula	Planicie
De 1.5 a 3	Muy Débil	Planicie
De 3 a 6	Débil	Planicie
De 6 a 12	Moderada a Fuerte	Laderas
De 12 a 20	Fuerte	Laderas
De 20 a 45	Muy Fuerte	Laderas
Mayor de 45	Intensa	Laderas

Todo lo anterior permite apreciar que la pendiente del terreno en la mayoría de la zona de estudio va desde moderada a fuerte, así mismo se observan nuevamente las depresiones de traza elíptica de la porción central, con grandes paredes casi verticales. Lo anterior debido al material de mayor dureza que las forman y a la gran erosión y alteración que existe en el área y al posterior encajamiento del drenaje, sobre todo en la depresión occidental. Las pendientes más pronunciadas corresponden con las laderas de las depresiones y con las laderas de los ríos y arroyos.

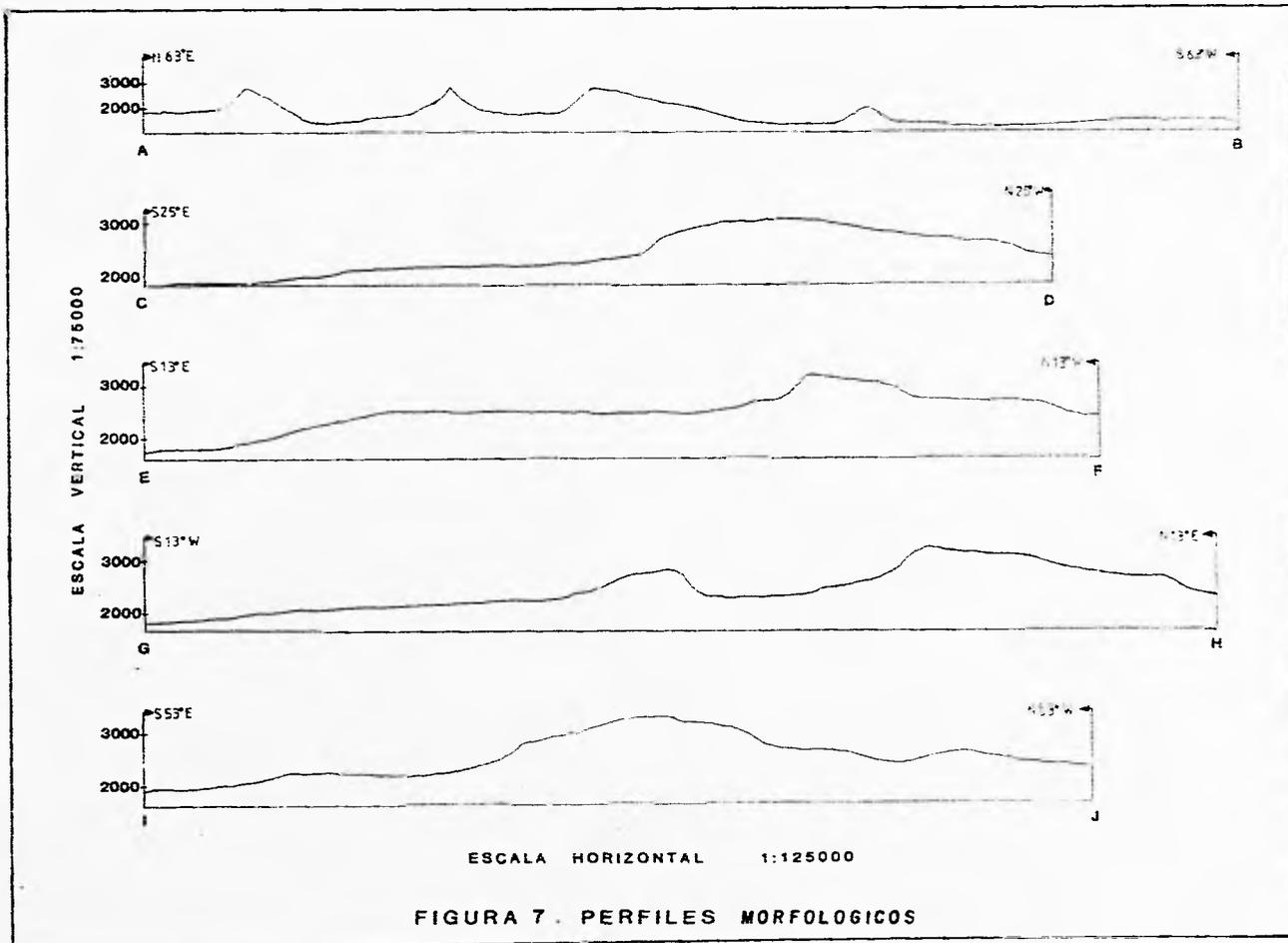
c) Análisis de Morfoisohipsas:

En este mapa, realizado por medio de las curvas de nivel maestras, se pudo hacer una reconstrucción del relieve lo más aproximado a las etapas previas de los diferentes procesos erosivos. (ver mapa de morfoisohipsas).

En un mapa a escala 1 : 125 000 se trazaron cuatro perfiles morfológicos para observar con más detalle dichas formas. (Ver Figura 7). La escala vertical se exageró para resaltar los contrastes morfológicos.

Los diferentes perfiles atraviesan por sus ejes a las depresiones, tocando los puntos más altos, los cuales se encuentran hacia el sur; se observa que las laderas de las formas son muy abruptas, las paredes hacia el centro de las depresiones presentan pendientes más suaves, mientras que hacia afuera de ellas, son mayores.

Después de analizar los perfiles se estudiarán las depresiones con traza elíptica, para mostrar sus rasgos geométricos completos.

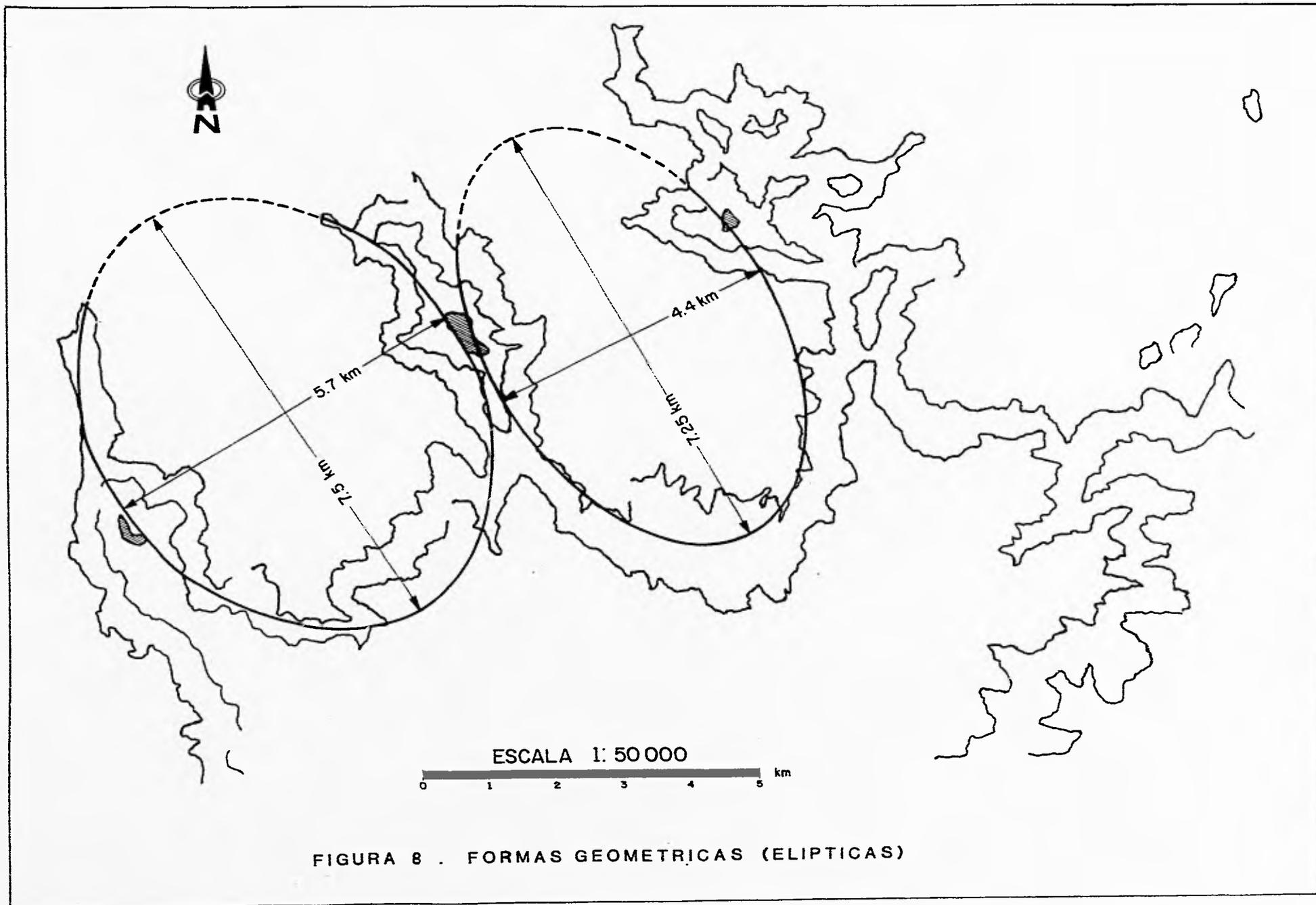


La depresión con traza elíptica occidental (San Miguel Monteverde) que se asemeja a una elipse de 7.5 x 5.7 km de diámetro mayor y menor respectivamente (Ver Figura 8) y se encuentra abierta en su extremo noroeste.

La depresión oriental (San Antonino Monteverde) también asemeja a una elipse de 7.25 x 4.4 km de diámetro mayor y menor respectivamente (Ver Figura 8), también se encuentra abierta en su extremo noroeste.

De acuerdo a los rasgos geomorfológicos descritos y a la estratigrafía presente en las depresiones de San Antonino Monteverde y San Miguel Monteverde, se interpretan como circo de erosión, los cuales se definen como formas cóncavas del relieve montañoso, a manera de anfiteatro con laderas de pendiente fuerte. Se originan en las cabeceras de algunas corrientes fluviales, por deslizamiento (erosión remontante) y la acción erosiva fluvial de pequeñas escorrentías que inciden en un canal principal. (Hubp Lugo, 1989).

En el mapa de morfotopografía, se observa hacia la porción norte un corte en la morfología, en forma de escarpe a partir del cual se ha generado la erosión remontante.



CAPITULO IV

ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

ESTRATIGRAFIA

Dentro del área estudiada se pondrá énfasis en los afloramientos de rocas ígneas y sedimentarias continentales que atestiguan un lapso comprendido del Terciario al Reciente, ya que en el borde noroccidental y nororiental existen pequeños afloramientos mesozoicos de los sistemas Triásico y Jurásico, los cuales no se describirán. Las secuencias terciarias que afloran en la región están compuestas tanto por depósitos fluviales y lacustres como por rocas volcánicas silíceas y andesíticas.

A una escala regional existen variaciones laterales de estas unidades debido principalmente al desarrollo de cuencas tectónicas relativamente aisladas, principalmente sedimentarias y volcánicas.

Las secuencias terciarias estudiadas en este trabajo se encuentran ubicadas dentro de una depresión de orientación general norte - sur, que es diferente a la depresión ubicada al oriente, en la región de Yucudaac (Ferrusquía V., 1976), y es también diferente a la depresión tectónica ubicada al suroeste de Tlaxiaco, en la región de Laguna de Guadalupe y Santa María Cuquila. (Martínez R., Martíny B., y Macías C., comunicación personal).

La secuencia terciaria de la región está en general compuesta hacia la base de la columna y como unidad más antigua un Conglomerado Volcánico - Calcáreo, aflorando principalmente hacia el noroeste cerca del poblado de Juquila de León y algunos otros afloramientos cerca del poblado de Tamazulapan.

Sobreyaciendo este conglomerado hacia la porción noroccidental, cerca del poblado de Tezoatlán de Segura y Luna, aflora una toba silícea, color claro, con texturas vítreas y vitrocrystalina, con abundante sílice. Subyaciendo a la toba se observó una alternancia de areniscas y limolitas de color rojo, con algunos horizontes de areniscas conglomeráticas y cenizas volcánicas.

Sobreyaciendo a la toba silícea aflora una gran secuencia volcánica intermedia, compuesta principalmente por intercalaciones de tobas, derrames de tipo andesítico, brechas volcánicas y areniscas. Toda esta secuencia tiene espesores muy variables y sin una continuidad lateral aparente, la cual se encuentra cortada por varios diques.

Hacia el centro del área de estudio tanto en las partes bajas de las depresiones de San Antonino y San Miguel Monteverde, como al norte de ellas, afloran horizontes de areniscas, estratificadas, muy alteradas y con diferentes coloraciones, muy fracturadas, disgregándose fácilmente, en general la topografía presenta pendientes suaves muy resbaladizas. También este material se encuentra intrusado y deformado por diques. El ambiente de depósito probable fue el de una pequeña cuenca local.

Coronando las partes altas de los escarpes y sobre la secuencia volcánica intermedia, aflora una unidad de derrames andesíticos y autobrechas. Al parecer este tipo de vulcanismo es de tipo fisural siguiendo los principales planos de debilidad del área, en general con una orientación noroeste-sureste, formando grandes paredes, con mayor grado de resistencia a la erosión. A partir de estas paredes se formaron las grandes depresiones que existen en el centro del área de estudio, formando circos de erosión. Afloran principalmente en el centro del área cartografiada y al suroeste. Los diques también se observan intrusionando esta unidad y al parecer tienen el mismo origen, a través de fisuras.

De una manera interdigitante con la secuencia de derrames y autobrechas, así como a la secuencia volcánica intermedia, se encuentra la Formación Chilapa, formada por una secuencia de calizas silicificadas, areniscas y limolitas de color claro, presenta estratificación delgada y el grado de endurecimiento varía de bajo a alto. Las calizas son de tipo lacustre y tienen una cantidad alta en sílice. Esta formación aflora hacia la porción nororiental del área estudiada.

Hacia el sureste y suroeste de Yolomecatl, aflora lo que en este estudio se denominó como una unidad fluvial, depositada en otra pequeña cuenca y como una secuencia tardía de la Formación Chilapa, constituida por intercalaciones de arenisca y arenisca conglomerática con limolitas y algunos horizontes conglomeráticos. Se encuentra profundamente disectada, dada su poca cohesión.

Sobreyaciendo a las diferentes unidades, se encuentran los depósitos cuaternarios. A continuación se describen las unidades cartografiadas

Conglomerado Volcánico - Calcáreo.

Por su posición estratigráfica, es la unidad terciaria más antigua que aflora en el área cartografiada. Esta constituido por una secuencia conglomerática, con matriz formada por granos del tamaño de arena gruesa, uniendo fragmentos de rocas calcáreas de hasta 60 cm de diámetro y volcánicos subredondeados de tamaños máximos de 15 cm, tiene colores predominantemente rojizos, con algunas alteraciones por cloritización, dando tonos verdes, bien consolidado, con interestratos de arcillas, arenas, areniscas y ceniza volcánica endurecida. Los afloramientos en general se encuentran alterados, fracturados y con gran disección, las fracturas se encuentran rellenas de calcita.

Aflora principalmente al norte de la depresión de San Miguel Monteverde, sobre el camino de terracería al sur del poblado de San Martín del Río y al norte de este poblado se encuentra el contacto de la secuencia clástica con un derrame volcánico, el contacto es por falla, observándose estrías y material brechoide bordeando el derrame.

La edad del conglomerado es incierta, pero con base en su posición estratigráfica se le considera la unidad terciaria más antigua del área cartografiada. Su depósito ocurrió en algún momento entre la deformación y el levantamiento de las calizas y el Oligoceno cuando ocurrieron los depósitos volcánicos. El espesor de este conglomerado es variable, probablemente, el origen del conglomerado fue la coalescencia de abanicos aluviales derivados de una actividad erosional vigorosa, lo cual a su vez denota un proceso rápido de incremento del relieve.

Toba Silícica

Constituida por una toba color claro, de textura vítrea y vitrocristalina, con abundante sílice, contiene fragmentos de lapilli, cristales de tipo intermedio y vidrio principalmente ácido. La dureza y cohesión de la toba oscila desde suave y deleznable, muy allorada, hasta altamente cohesiva y endurecida, se caracteriza por presentar estratificación, formando mesetas cortadas por grandes escarpes. Subyaciendo a la toba se observó una alternancia de areniscas y limolitas de color rojo, con algunos horizontes de areniscas conglomeráticas y cenizas volcánicas. En este afloramiento se observan alrededor de 50 m de espesor.

La toba aflora en la porción noroccidental del área cartografiada, cerca del poblado de Tezoatlán de Segura y Luna. El contacto con la unidad que la subyace es de tipo transicional.

Secuencia Volcánica Intermedia

Esta secuencia esta formada por intercalaciones de tobas, derrames, brechas volcánicas y areniscas. La toba presenta coloración clara al fresco, interperizando a colores amarillos y cafés, se encuentra muy alterada, no consolidada con una cierta estratificación en espesores de 10 cm de material más consolidado intercalado con areniscas muy deleznales, y con gran cantidad de fragmentos de roca volcánica, presenta textura vitroclástica, formada por tres tipos de piroclastos: líticos, cristalinos y vítricos, la fracción lítica esta constituida por clastos de andesita y pómez. La fracción cristalina por fenocristales. La parte más abundante es de vidrio ácido devitrificado que ocupa del 50 al 80% del total de la muestra, formado por esquirlas de vidrio, las cuales están orientadas al azar y no muestran soldamiento. Los piroclastos están dispuestos en una metástasis vítrea criptocristalina parcialmente devitrificada, cuyo índice de refracción es inferior al del Bálsamo de Canadá. Ver Tabla 1 (Petrografía). Muestras 1 y 73.

En unos afloramientos se observó un brecha volcánica sobreyaciendo a la toba, pero en otros se encuentra subyaciéndola, la brecha es de color oscuro, con matriz de aproximadamente 10% y fragmentos volcánicos de hasta 40 cm de longitud, también entre este material se encontraron derrames andesíticos de color gris claro, intemperizando a coloraciones oscuras, de textura afanítica y lajeados. Ver Tabla 1 (Petrografía), muestras 7, 9, 27, 28, 32, 33 y 109. Hacia las partes altas predominan los derrames y hacia las bajas la arenisca intercalada entre las tobas.

Dentro de toda la secuencia volcánica anterior se encontraron una serie de diques que la cortan, son de color claro a oscuro al intemperie, presentando las coloraciones más oscuras hacia los bordes, en donde existe vitrificación y lustre sedoso, con algunos lineamientos que dan la apariencia de flujo. En general presentan espesores entre 5 y 10 m separados por un material brechoide, cuya coloración es roja con fragmentos escoriáceos y vesículas rellenas de sílice. Presentan diaclasamiento vertical. Ver Tabla 1 (Petrografía), muestras 70, 72, 141 y 142.

Los afloramientos visitados de la secuencia volcánica descrita anteriormente, fueron los siguientes: aflora principalmente al este del poblado de San Sebastián Nicananduta, desde el poblado de Guadalupe Vista Hermosa y sobre la terracería que entronca con el camino que va de San Sebastián Nicananduta a Yolomecatl y hasta antes de este último poblado, en esta área se observaron varias fallas normales con bloques caídos hacia el sur. Sobre el camino de terracería que va al poblado de La Estancia el cual entronca con la carretera Yolomecatl - Tlaxiaco.

Cerca del cerro Las Peñas al sureste del poblado Cañada María, aflora la misma secuencia y en el camino desde Santa Rosa pasando por San Antonio Nduxiaco, hasta las inmediaciones del poblado San Juan Numi. También hacia la parte norte de la depresión de San Miguel Monteverde, en el cerro del Chivo y hacia la parte externa de la depresión, así como en el poblado de San Isidro El Naranjo al sur de Tezoatlán de Segura y Luna, aflora nuevamente la secuencia.

Cerca del poblado de Juquila de León se observa un contacto entre dos paquetes tobáceos de diferente composición, uno muy fino y deleznable, muy alterado color claro con gran disección, con pequeños fragmentos volcánicos y el otro paquete tobáceo color rojo con mayor consistencia y pseudoestratificación, muy fracturado y alterado.

En los poblados de San Marcos Monte de León y Guadalupe Vista Hermosa se observa la secuencia volcánica interdigitada con la Formación Chilapa, lo cual nos sugiere que nos acercamos a la cuenca de depósito de esta última Formación, mientras que hacia el poblado de Tezoatlán de Segura y Luna sólo se observan pequeños horizontes de dicha Formación lo que nos indica el límite de la cuenca de depósito.

Material Epiclástico

Hacia el centro de la depresión de San Antonino Monteverde afloran horizontes de areniscas de coloración en general gris, compuesta de fragmentos líticos volcánicos, 48% del contenido total, subredondeados con pequeñas alteraciones de oxidación y cubiertos por una capa de sílice, también se observa cuarzo lechoso subredondeado en un porcentaje aproximado de 40%, cuarzo transparente anguloso 10% y 2% de micas, unidos por una matriz de material fino y en algunas ocasiones presenta CaCO_3 secundario rellenando fracturas. En general las muestras se observan muy homogéneas y fácilmente disgregables, existe estratificación normal y cruzada, gran fracturamiento y alteración, con cambios de coloración desde rojos hasta blancos, en general la topografía presenta pendientes suaves muy resbaladizas.

Esta unidad se encuentra intrusionada y deformada por diques andesíticos, principalmente en la parte norte de la depresión.

Los principales afloramientos se encuentran hacia el sur del poblado de San Antonino Monteverde, al sur del poblado San Francisco Cabayúa y en el camino hacia San Antonio Yododunza. Por las características de esta unidad, el ambiente de depósito más probable es el de una pequeña cuenca subsidente local.

Unidad de Derrames Andesíticos y Autobrechas.

Generalmente se presenta en las partes altas, hacia el centro, sudoeste y noreste del área cartografiada, y esta constituido por una unidad de rocas volcánicas formando paredes escarpadas, lo que origina un relieve característico. En los cambios de pendiente la roca se compone de fragmentos angulares de andesita de diferentes tamaños, desde 2 mm hasta 1.2 m de longitud, están englobados en una matriz oxidada de fragmentos muy pequeños, el color en general es gris, intemperizando a tonos rojos y blancos. Los fragmentos son de andesita de textura porfídica con cristales de plagioclasa y hornblenda parcialmente oxidada. Se trata de una autobrecha formada por el propio enfriamiento del derrame que la subyace, el cual presenta coloraciones gris oscuro con textura afánítica y colores al intemperismo que van del gris claro al rojo, Ver Tabla 1 (Petrografía), muestras 30, 75 y 76. En toda la estructura se observa una inclinación general aproximada de 20° al noreste, en algunas partes este material se encuentra muy alterado, hasta formar un polvo blanco, intemperismo en forma esferoidal y en lascas.

Los afloramientos visitados se localizan al occidente del poblado de Chilapa de Díaz, hacia el norte del poblado de San Antonino Monteverde, sobre el camino de terracería entre San Antonino Monteverde y San Sebastián Nicananduta.

Al sureste de Guadalupe Monteverde, sobreyaciendo una secuencia de material epiclásico, se encuentra un derrame andesítico, la base se observa muy alterada, aumentando el fracturamiento hacia la cima, formando bloques, el color al fresco es oscuro con fenocristales claros y con color al intemperismo de gris claro a café. A partir de este derrame y hasta la cima de la pared oeste de la depresión, se tiene una secuencia de derrames y autobrechas, observándose claramente los cambios de pendiente, siendo en la autobrecha la más abrupta.

Desde la parte central de la depresión de San Miguel Monteverde, a partir del arroyo San Martín, hasta el borde noroeste de dicha depresión, se observó una secuencia alternada de derrames y autobrechas, en total se contaron 7 derrames alternados con 7 autobrechas, comenzando desde la parte más profunda con un derrame y la parte más alta termina con una autobrecha formando paredes escarpadas. Los derrames están muy fracturados dando la apariencia de estratificación. La autobrecha es muy resistente, presenta fragmentos de hasta 40 cm de rocas volcánicas escoriáceas con cristales alterados.

Esta unidad, aunque en menor proporción, se encuentra interdigitada, principalmente hacia el este con la Formación Chilapa.

Formación Chilapa

Esta unidad fue propuesta por Ferrusquía Villafranca (1976, p. 67). Esta formada por una secuencia de calizas silicificadas, areniscas y limolitas, de color predominantemente crema, que varía a blanco, ocre, verde y gris; de estratificación delgada a mediana (0.5 a 60 cm de espesor), pero ocasionalmente estratificada masivamente (capas de 3 a 4 m de espesor); el grado de endurecimiento varía de bajo a alto. Las calizas son de tipo lacustre y tienen una cantidad variable, pero generalmente alta de sílice. Las areniscas y las lutitas son volcarenitas, y ocasionalmente presentan venillas de yeso y lentes de turba.

En este estudio, se encontró una secuencia estratificada de calizas silicificadas interestratificadas con areniscas mal consolidadas de ambiente lacustre, de color blanco y de tobas líticas de color gris que intemperizan a blanco, se encuentra pseudoestratificada en espesores variables, algunos se acuñan. También se observaron horizontes de silcretas.

Las muestras para estudio fueron tomadas aproximadamente 2 km antes de llegar al poblado de Chilapa de Díaz, petrográficamente, la caliza silicificada posee una textura finamente cristalina, estratificación bien marcada y esta constituida por sílice y calcita. El sílice se presenta como calcedonia, recubriendo cavidades o formando rosetas características de las zonas ricas en sílice. La estructura primaria dominante de la caliza silicificada es la estratificación, el contacto entre dos capas adyacentes varía de gradacional a muy contrastado.

Las areniscas presentan color verde, estratificación delgada a media y se observan como interestratos dentro de la secuencia de calizas silicificadas. Petrográficamente se observa una arenisca gruesa, cementada por calcita y sílice y su composición es de volcarenitas. Los limos poseen mayor contenido de arcilla y clorita. Existen también algunas capas bentoníticas. La textura en general es piroclástica. En las areniscas, además de sílice y calcita se observaron fragmentos de rocas volcánicas, cuarzo, esquirlas de vidrio, arcilla y algunos cristales de plagioclasa zoneada, biotita, clorita y limolita.

En la fracción caliza de la formación, se observan horizontes o bandeamientos bien consolidados oscuros y claros, alternando con otros relativamente menos endurecidos. El primer caso, se observa al microscopio, nódulos de cuarzo microcristalino y criptocristalino, el segundo se observan cristales grandes de calcita los cuales constituyen la mayor parte de la roca. En el campo se observan bancos de pedernal blanco hasta de 4 m de espesor.

Los principales afloramientos visitados fueron los siguientes: sobre el camino de terracería que va de Tamazulapan a Chilapa de Díaz, sobre la vereda Cañadaltepec-Chilapa de Díaz en donde se observan capas entre 2 y 10 cm de espesor de yeso.

En su estudio, Ferrusquía Villafranca, 1976, deduce que el ambiente de depósito más probable de esta formación es el de un lago. La arenisca y la limolita representan depósitos de ribera. Alternativamente, el volcanismo penecontemporáneo asociado con el desarrollo del lago habría ocasionado la superposición sucesiva (e interdigitación) de derrames bordeando el lago, elevando su nivel a medida que quedaba azolvado por depósitos propios y alóctonos.

También deduce que el origen de la sílice no es bien conocido, pero parece ser que procede de la devitrificación, solución y redeposición de la sílice original de un material tobáceo. Es probable que el material tobáceo haya caído directamente o fuese arrastrado a una cuenca cerrada, donde se estaba depositando calcita a un ritmo rápido. La íntima asociación y mezcla de sílice y calcita no puede ocurrir en el estado sólido, de modo que la sílice y el lodo calcáreo, estaban mezclados en el fondo de la cuenca. También puede haberse originado por la disolución y precipitación de sílice por manantiales de agua caliente.

La Formación Chilapa tiene una posición estructural horizontal. Sin embargo, las capas individuales muestran cambios abruptos en inclinación y rumbo, debido a deslizamientos por gravedad o a compactación diferencial. La escasez de fósiles y las características litológicas de la Formación Chilapa, indican que el lago era salino (depósitos de yeso y carbonatos). La falta de fósiles identificables y de fechamientos isotópicos, impiden conocer con precisión la edad de la Formación Chilapa.

Unidad Fluvial

Esta unidad esta formada por una intercalación de arenisca de grano grueso, mal consolidada y arenisca conglomerática con limolitas y algunos horizontes conglomeráticos de hasta 4 m de espesor, en estos se puede apreciar que los clastos están subredondeados, mal clasificados y su tamaño varía desde 3mm hasta 20 cm; son clastos de calizas principalmente y en menor proporción de roca andesítica. La roca es de color gris verdoso y por intemperismo se observa blanca con tonos rojos. Se encuentra fuertemente disectada, dada su poca cohesión

Los afloramientos donde se observó la secuencia anterior fueron en el camino de terracería que parte de Yolomecatl al sureste, en el camino de terracería que parte de la carretera de Yolomecatl a Tlaxiaco y que pasa por los poblados de Progreso, Yucuxaco y rumbo al poblado de Cañada María. El poblado de Guadalupe Hidalgo se encuentra sobre la secuencia clástica.

Sobre el lecho del río Cacalo afloran rocas en estratos gruesos de areniscas con sedimentos mal seleccionados y clasificados. Algunos clastos son de esquistos, cuarzo y fragmentos de roca volcánica. Se presentan acuñaamientos y horizontes de arenisca conglomerática.

Su relación estratigráfica se basó en los afloramientos de la secuencia lacustre hacia las partes altas topográficamente, pero principalmente en las laderas en donde se observó el contacto con la secuencia fluvial, por lo que se puede deducir que se trata de otra pequeña cuenca independiente, como una fase tardía de la Formación Chilapa.

Sistema Cuaternario

Sobreyaciendo a las diferentes unidades, se encuentran los depósitos cuaternarios. Dentro del Sistema Cuaternario, afloran depósitos de aluvión, travertino, caliche y suelos residual y actual. El aluvión consiste de grava no consolidada, arena, limo, arcilla, derivados de las rocas preexistentes y transportados principalmente por ríos como depósitos de canal. El contacto con

las rocas subyacentes es discordante. El espesor de los depósitos aluviales es muy variable. En Tamazulapan y sus alrededores se encuentran depósitos de travertino, asociados con manantiales, el espesor aproximado de los depósitos es del orden de 30 m.

El caliche se encuentra en extensas y gruesas capas cubriendo parcialmente toda la Formación Chilapa y a las rocas volcánicas asociadas a ella. El origen del caliche es problemático, algunos autores consideran que se debe a la exudación capilar de CaCO_3 presente en la zona freática y otros que consideran que se debe a la intemperización y disolución de los guijarros calizos que alguna vez ocuparon el área donde se observa el caliche. Los productos del intemperismo mecánico y químico insitu que han sufrido las rocas y que han permanecido en el lugar, constituyen el suelo.

En el Mapa No. 4 se observan las distribuciones de los diferentes afloramientos descritos dentro del área de estudio.

El contacto de las formaciones descritas anteriormente con las unidades mesozoicas hacia el oeste es por medio de un lineamiento que González Torres (1989), en su tesis profesional lo marca como una falla normal, de la misma forma el contacto de la zona de estudio con las unidades mesozoicas hacia el este, Ferrusquilla Villafranca (1976), también lo marca por medio de un fallamiento de tipo normal.

En la Figura 9 se muestra la columna estratigráfica del área de estudio.

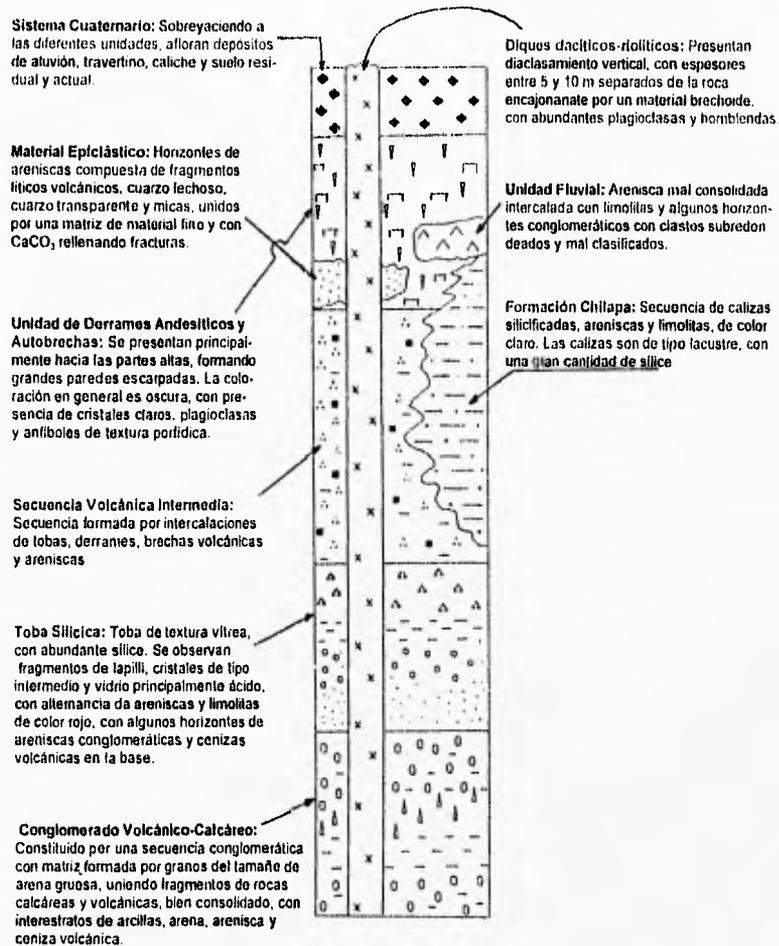


Figura 9. Columna estratigráfica del área de estudio.

PETROLOGÍA

La siguiente tabla muestra un resumen de los estudios petrográficos realizados.

Tabla 1. Petrografía de las rocas volcánicas del occidente de Oaxaca.

No. Muestra	Localidad	Textura	Minerales Escenciales	Minerales Accesorios	Alteración	Clasificación	Unidad Estratigráfica
1	Juquila de León	Piroclástica	Sanidino, cuarzo y ceniza fina ácida devitrificada	No observables	cuarzo en vetillas	Toba ácida	Secuencia Volcánica Intermedia
7	Norte de Guadalupe de Cisneros	Traquitica	Oligoclasa - andesina alteradas	Hornblenda oxidada	sericita, clorita, calcita en vetillas	Andesita de hornblenda	Secuencia Volcánica Intermedia
9	Norte de Huajuapán de León	Microlitica	Oligoclasa en microlitos y escasos fenocristales de plagioclasa 2%	Clinopiroxenos finos diseminados en toda la roca	sericización y oxidación	Andesita basáltica de piroxeno	Secuencia Volcánica Intermedia
27	Tamazulapán	Microlitica con abundante vidrio parcialmente devitrificado	Oligoclasa en microlitos en matriz vítrea moderadamente devitrificada	Piroxenos rodeados de óxidos de Fe	sericización, oxidación, clorización y calcita en vetillas	Andesita de piroxeno	Unidad de Derrames Andesíticos y Autobrechas
28	Tamazulapán	Porfídica - microlitica con cierta orientación	Oligoclasa maclada en matriz vítrea ligeramente devitrificada	Clinopiroxenos en fenocristales y magnetita diseminada en la roca	clorización y oxidación,	Andesita de piroxeno	Unidad de Derrames Andesíticos y Autobrechas
30	Suroeste de San Marcos Monte de León	Traquitica	Microlitos de oligoclasa orientados y maclados	Ferromagnesianos y magnetita diseminada	hematita y limonita	Andesita	Secuencia Volcánica Intermedia
32	Carretera Huajuapán de León - Tamazulapán	Porfídica - microlitica fluidal	Oligoclasa maclada en microlitos	Ferromagnesianos totalmente alterados	oxidación, clorización y calcita en fracturas y vetillas	Andesita de piroxeno	Secuencia Volcánica Intermedia
33	Carretera Huajuapán de León - Tamazulapán	Porfídica - microlitica	fenocristales de oligoclasa maclados	Ferromagnesianos alterados y magnetita diseminada	clorización, oxidación y sericización	Andesita de piroxeno	Secuencia Volcánica Intermedia

Continuación de la Tabla 1.

No. Muestra	Localidad	Textura	Minerales Esenciales	Minerales Accesorios	Alteración	Clasificación	Unidad Estratigráfica
70	Norte de Tlaxiaco	microlítica con abundante vidrio	fenocristales de oligoclasa en matriz vítrea	Hornblenda oxidada y clinopiroxenos	clorización y oxidación	Dacita	Dique
72	Norte de Tlaxiaco	microlítica con abundante vidrio devitrificado	Oligoclasa en microlitos, dentro de matriz vítrea con presencia de devitrificación, hornblenda oxidada y clinopiroxenos	Hornblenda oxidada	clorización y oxidación	Andesita	Dique
73	Sureste de Cañada María	Piroclástica con fragmentos de lapilli	Feidespato, fragmentos de roca dentro de una matriz de vidrio parcialmente devitrificado	No observables	Oxidos de Fe y calcita en vetillas	Toba acida	Secuencia Volcánica Intermedia
75	Oeste de Cañada María	Traquitica fluidal	Oligoclasa en microlitos orientada	Piroxenos oxidados, calcita rellenando fracturas	calcita en vetillas sericitización oxidación	Andesita	Secuencia Volcánica Intermedia
76	Noroeste de San Juan Numi	Traquitica fluidal	Oligoclasa en microlitos	Clinopiroxenos y ferromagnesianos	calcita en vetas sericitización clorización	Andesita	Unidad de Derrames Andesíticos y Autobrechas
109	Sur de Tezoatlán Oeste de San Martín del Río	Porfídica - microlítica	Oligoclasa maclada en matriz vítrea	Ferromagnesianos, olivino y magnetita diseminada	clorización, oxidación y sericitización	Andesita basáltica de piroxeno	U. de Derrames Andesíticos y Autobrechas
141	Este de San Antonino Monteverde	microlítica con abundante vidrio	Oligoclasa maclada en matriz vítrea	Hornblenda oxidada y clinopiroxenos	clorización y oxidación	Dacita	Dique
142	Oeste de San Sebastián Nicananduta	microlítica con abundante vidrio devitrificado	Oligoclasa en microlitos, dentro de matriz vítrea con presencia de devitrificación,	Hornblenda oxidada y clinopiroxenos	clorización y oxidación	Dacita	Dique

La serie calcalina , contiene lavas con alto contenido de sílice, no hay o se produce muy poco enriquecimiento en Fe, lo que se puede explicar por la cristalización precoz de los óxidos de hierro y titanio que dan lugar sobre todo a magnetita.

Las lavas básicas e intermedias de esta serie, como en el caso del presente estudio son a menudo porfídicas y los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxena presentan un zoneamiento marcado.

La serie calcalina consiste de la asociación volcánica basalto-andesita-dacitairiolita. Los miembros volcánicos más abundantes de la serie son los andesíticos. Su localización en zonas tectónicamente activas, tanto antiguas como recientes, sugiere que existe una estrecha relación entre la génesis de la serie, el mecanismo fundamental de la orogénesis y la evolución de los magmas continentales y arcos insulares

La serie calciocalina , contiene lavas con alto contenido de sílice, no hay o se produce muy poco enriquecimiento en Fe, lo que se puede explicar por la cristalización precoz de los óxidos de hierro y titanio que dan lugar sobre todo a magnetita.

Las lavas básicas e intermedias de esta serie, como en el caso del presente estudio son a menudo porfídicas y los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxena presentan un zoneamiento marcado.

La serie calciocalina consiste de la asociación volcánica basalto-andesita-dacita-riolita. Los miembros volcánicos más abundantes de la serie son los andesíticos. Su localización en zonas tectónicamente activas, tanto antiguas como recientes, sugiere que existe una estrecha relación entre la génesis de la serie, el mecanismo fundamental de la orogénesis y la evolución de los magmas continentales y arcos insulares

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

A continuación se presentan los resultados de los análisis cuantitativos de elementos mayores en diez muestras de rocas ígneas de la porción occidental de Oaxaca. Dichos análisis fueron realizados por medio de fluorescencia de rayos-x en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología. Los resultados que se obtienen con las técnicas de análisis químicos, se encuentran dentro de los límites aceptables de precisión. Permiten la elaboración de diagramas de variación que son útiles para clasificar las rocas y conocer los detalles de la evolución de los magmas, que son importantes en estudios geoquímicos y petrológicos. (En el anexo I se presentan los procedimientos para el análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, empleadas en el Laboratorio).

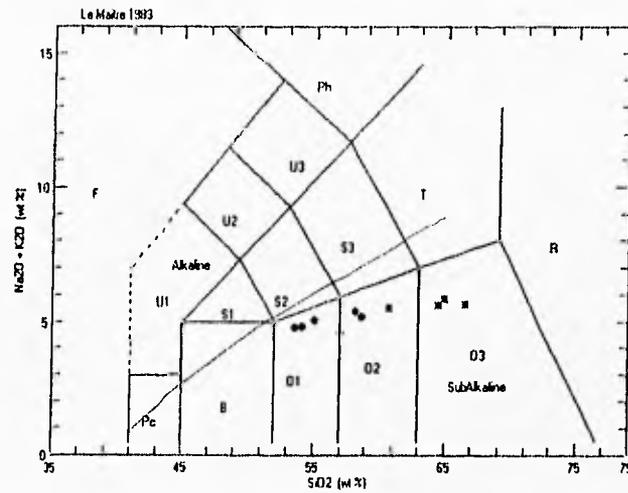
Los resultados de los análisis se presentan en la siguiente tabla:

Tabla 2. Resultado de los análisis químicos de elementos mayores por medio de fluorescencia de rayos-x y por ICP.

No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
* 09	54.4	1.29	17.0	8.38	0.10	5.00	7.28	4.01	1.01	0.33	0.90	99.7
* 27	56.9	0.87	16.9	6.80	0.07	3.84	6.85	3.71	1.55	0.24	1.75	99.5
* 28	54.8	0.90	18.2	6.11	0.08	4.03	7.28	3.19	1.20	0.33	3.78	99.9
* 32	53.3	1.24	16.8	8.21	0.11	5.98	7.87	3.74	1.00	0.32	1.34	99.9
* 33	52.6	1.13	17.0	8.07	0.13	5.97	8.22	3.37	1.34	0.35	1.50	99.8
* 70	59.2	0.86	16.3	6.01	0.06	3.64	5.85	3.60	1.80	0.23	2.02	99.7
* 72	61.4	0.62	16.5	4.91	0.05	1.60	4.64	2.90	2.48	0.20	4.53	99.8
109	58.2	1.13	16.7	7.44	0.08	3.86	6.46	3.39	1.78	0.22	1.42	100
141	63.3	0.66	16.2	4.46	0.68	2.07	4.86	3.48	2.23	0.14	1.85	99.9
142	64.7	0.62	16.1	4.00	0.03	1.79	4.25	3.75	1.77	0.12	2.76	99.9

* Análisis realizados en el Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques du Centre de Recherches Scientifiques (CNRS) en Nancy, Francia, por medio de emisión de plasma acoplado inductivamente (Inductively coupled plasma emission)(emission ICP). Datos obtenidos de Raymundo Martínez, Barbara Martiny y Consuelo Maclas. Comunicación personal 1996. (Instituto de Geofísica e Instituto de Geología, UNAM).

En el diagrama de Le Maitre y colaboradores (1989) los derrames analizados se clasifican como andesitas basálticas y andesitas, y los cuerpos intrusivos corresponden a dacitas (Figura 10). Todas las muestras tienen una composición subalcalina. Análisis químicos anhidros y normalizados al 100 %.



* cuerpos intrusivos
o derrames

Figura 10. Diagrama de álcalis $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 . (Le Maitre et al; 1989. Las muestras analizadas tienen una tendencia positiva con respecto al sílice. Los límites de los campos alcalino y subalcalino corresponden a los de Irvine & Baragar (1971). Al campo 01 pertenecen las andesitas basálticas, al 02 las andesitas y al 03 las dacitas

Dentro de los diferentes métodos de interpretación de resultados, existen varias categorías de diagramas usados en la interpretación geoquímica. El diagrama AFM (A = álcalis [$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$]; F = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ [recalculado como FeO^*]; y M = MgO , expresado como porcentaje en peso), de Irvine & Baragar (1971), las muestras analizadas son claramente calcialcalinas (Figura 11)

La serie calcialcalina consiste de la asociación volcánica basalto-andesita-dacita-riolita. Los miembros volcánicos más abundantes de la serie son los andesíticos. Su localización en zonas tectónicamente activas, tanto antiguas como recientes, sugiere que existe una estrecha relación entre la génesis de la serie, el mecanismo fundamental de la orogénesis y la evolución de las márgenes continentales y arcos insulares. Los volcanes que dan lugar a magmas calcialcalinos se localizan de modo característico en regiones situadas entre 80 y 150 km por encima de los planos de Benioff, relación que sugiere que su génesis es función de procesos que acaecen de dichos planos o en sus cercanías.

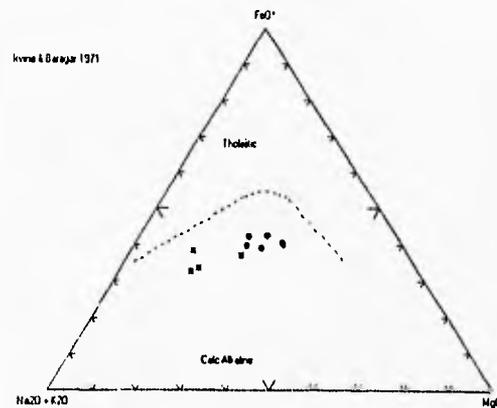


Figura 11. Diagrama AFM de las rocas analizadas. Los límites de los campos toleítico y calcialcalino corresponden a los de Irvine & Baragar (1971). Ver simbología en Figura 10.

El sistema gráfico más simple, en dos dimensiones, consiste en tratar los óxidos de los análisis construyendo diagramas binarios donde las variables de cada óxido se representan en función de otro óxido, como los diagramas de Harker con el SiO_2 como abscisa.

En las figuras 12 a la 19, se muestran los puntos correspondientes a las muestras analizadas en distintos diagramas de variación de tipo Harker, en conjunto en los diagramas se pueden observar que las variaciones de los elementos mayores son consistentes con los procesos normales de fraccionamiento de la serie calcialcalina.

En el diagrama de Le Maitre y colaboradores (1989) los derrames analizados se clasifican como andesitas basálticas y andesitas, y los cuerpos intrusivos corresponden a dacitas (Figura 12) Todas las muestras tienen una composición subalcalina. La serie calcialcalina, presenta lavas con alto contenido en sílice. Las lavas que la caracterizan, en el caso del presente estudio son andesitas basálticas y andesitas ($53\% < \text{SiO}_2 < 59\%$) y diques dacíticos ($61\% < \text{SiO}_2 < 69\%$) (Figura 12)

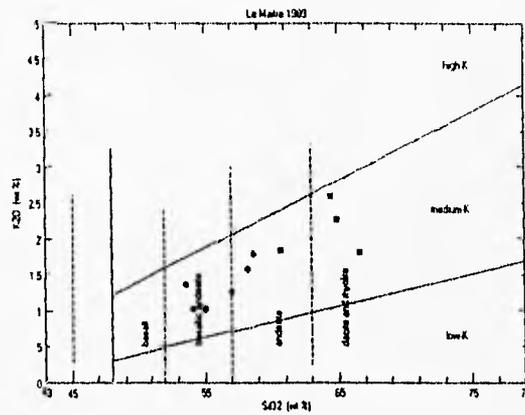


Figura 12. Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Le Maitre et al, 1989). Las muestras analizadas, presentan una tendencia creciente respecto al sílice. El contenido de potasio en todas las muestras es medio.

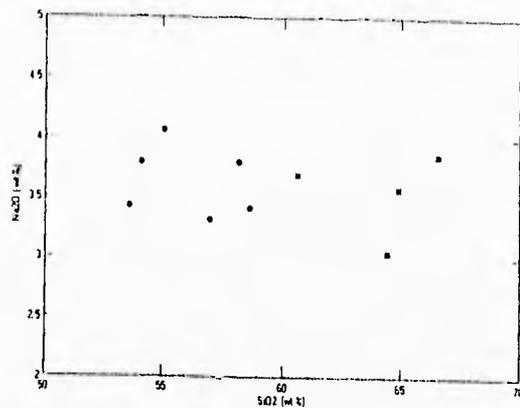


Figura 13. Diagrama de variación de tipo Harker de las rocas analizadas. Na₂O vs SiO₂, donde se muestra homogéneo, con una ligera tendencia decreciente del sodio respecto al aumento de la sílice.

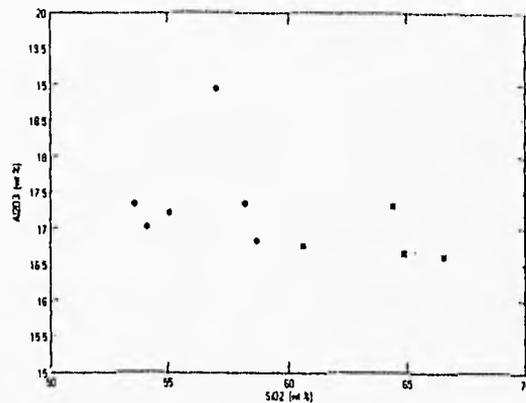


Figura 14. Diagrama de variación del tipo Harker de las rocas analizadas. Al₂O₃ vs SiO₂. En donde se observa una ligera tendencia decreciente respecto al aumento de la sílice.

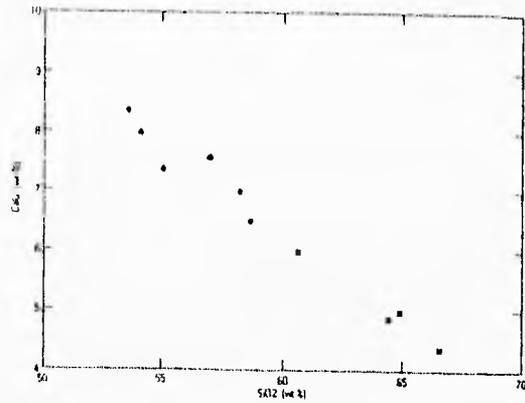


Figura 15. Diagrama de variación del tipo Harker de las rocas analizadas. CaO vs SiO₂, en donde se observa claramente un decremento del calcio respecto al aumento de la sílice.

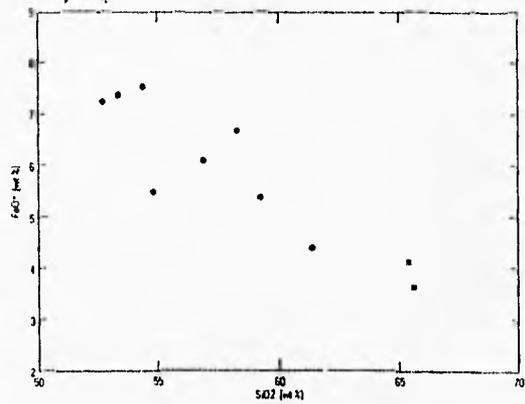
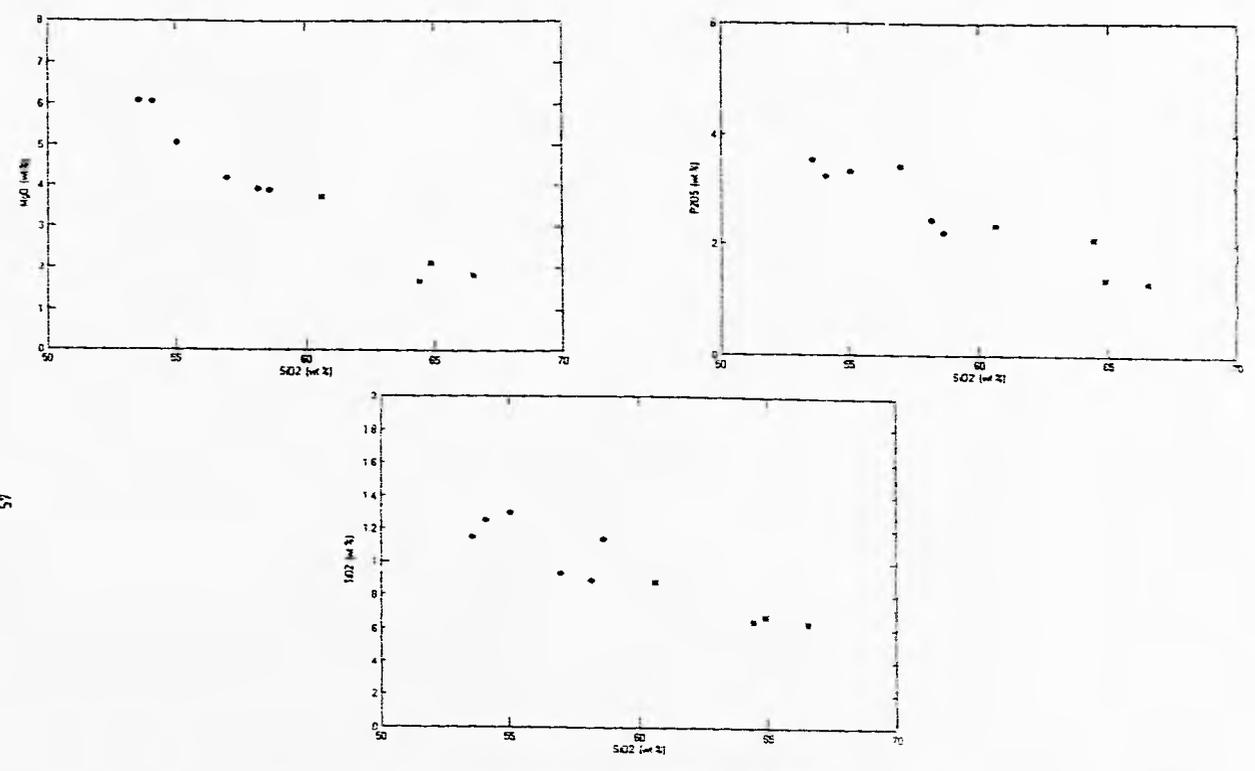


Figura 16. Diagrama de variación del tipo Harker de las rocas analizadas. FeO vs SiO₂, donde se observa un decremento continuo de los valores de Hierro con respecto al aumento de la sílice.



Figuras 17, 18 y 19. Diagramas de variación del tipo Harker de elementos mayores de las rocas analizadas. 17) MgO vs SiO₂, 18) P₂O₅ vs SiO₂ y 19) TiO₂ vs SiO₂. Los tres presentan un decremento continuo con los valores de estos óxidos, conforme aumenta la sílice. Los diagramas de K₂O, CaO, FeO, y estos últimos, nos sugieren una fuente común del magma de origen.

Se estudio también la matriz de una toba localizada cerca del poblado de Tezoatlán de Segura y Luna, de la cual se preparó una lámina pulida no cubierta, recubierta con carbón en una evaporadora Joel LEF-4x, tal recubrimiento es con la finalidad de hacer la muestra conductiva y poder observarla en un equipo de microscopia electrónica de barrido. El microscopio electrónico utilizado fue marca Joel modelo JSM-35C con un equipo de energía dispersiva de rayos x, marca Tractor Northern de 20 kilovolts. El tiempo de adquisición fue de 60 segundos para cada área, obteniendo los siguientes resultados:

Tabla 3. Resultados del análisis por microscopia electrónica para el estudio de la composición de la matriz en una toba.

Elemento	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
%	79.87	0.02	14.32	0.05	0.45	0.00	3.02	1.09	1.18	0.00
%	78.69	0.07	14.38	0.11	0.21	0.00	3.65	0.89	2.01	0.00
%	79.07	0.03	14.80	0.07	0.44	0.00	3.20	1.03	1.36	0.00

La matriz de la toba resultado estar compuesta de vidrio en forma de agujas y devitrificado. Los resultados nos indican la misma naturaleza calcialcalina que los derrames y diques analizados. La muestra contiene altos porcentajes de sílice.

CAPITULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

DISCUSIÓN

El registro estratigráfico Terciario de esta porción expresa episodios de sedimentación y magmatismo desarrollados bajo condiciones continentales emergidas. Dichos episodios ocurrieron dentro de un marco de regímenes tectónicos cambiantes relacionados, en gran medida, con variaciones en la cinemática de las placas tectónicas de la Cuenca del Pacífico. Sin embargo, la secuencia y características de los fenómenos tectónicos ocurridos durante el Terciario para esta región oceánica - continental no han sido completamente comprendidos..

El área de estudio queda comprendida dentro de la Provincia Volcánica del Sur de México, en el estado de Oaxaca. En donde los rasgos geomorfológicos y estratigráficos nos indican actividad volcánica de tipo fisural principalmente.

La relación transicional observada entre los conglomerados continentales de la base de la secuencia Terciaria y del vulcanismo oligocénico sugieren que el registro terciario observado inició su acumulación ya muy entrado el período Terciario y que las causas de la acumulación de la secuencia Terciaria están relacionadas tectónicamente con la actividad volcánica.

La actividad terciaria inicial fue silícica y esta probablemente relacionada a la actividad silícica calcialcalina de las regiones de Morelos y Guerrero. La actividad silícica del Oligoceno del occidente de México ha sido relacionado a la subducción de la placa de Farallón (Damon et al., 1981). Las causas del voluminoso magmatismo silícico de la Sierra Madre Occidental no han sido hasta la fecha bien comprendidas pero como posibles mecanismos se han sugerido en el noroeste, la Orogenia Laramide en la parte meridional de la Provincia de Cuencas y Sierras en los estados de Arizona y Nuevo México, donde hubo una época de intenso magmatismo calcialcalino. Este período magmático fue seguido por un hiatus magmático en el Eoceno Tardío. Un segundo período de magmatismo calcialcalino ocurrió del Oligoceno Temprano al Mioceno Medio, que, a su vez, fue seguido por otro hiatus magmático.

Existen hipótesis respecto a la fuente de las ignimbritas riolíticas, del norte de la Sierra Madre Occidental, las cuales se encuentran interestratificadas con un número menor de lavas andesíticas y dacíticas. Varias líneas de evidencia indican que esta serie andesita - dacita - riolita es co-magmática. Por ejemplo, esta serie es distinta químicamente de rocas ígneas más jóvenes y más viejas de la misma región; no se observan variaciones sistemáticas en composición isotópica. Las variaciones en las concentraciones de Sr no concuerdan con un origen de fusión parcial de la corteza para la serie y las riolitas parecen ser el producto de un sistema cerrado de cristalización fraccionada de magmas de una fuente subcortical. (Cameron, K.L., et al., 1986).

Todos los investigadores están de acuerdo en que existe una componente cortical significativa, tal vez en mayor proporción en las rocas silíceas de la Sierra Madre Occidental. Sin embargo existe desacuerdo en los siguientes puntos: 1) El carácter de las regiones de origen cortical y subcortical, especialmente la primera. 2) El mecanismo de interacción cortical, por ejemplo, mezcla del magma contra asimilación-cristalización fraccionada y 3) El volumen global o masa de la componente cortical.

El magmatismo silíceo ocurrido en el área de estudio tiene probablemente un origen similar al de la Sierra Madre Occidental. Es posible que su mayor contenido de SiO₂ con respecto a la secuencia andesítica sobreyacente se deba a un mayor grado de cristalización fraccionada y asimilación cortical.

La convivencia del vulcanismo andesítico con los depósitos lacustres de la formación Chilapa ha sido interpretada por Ferrusquía Villafranca, 1976, como resultado de una fase tectónica de extensión que produjo fosas tectónicas asociadas a fallamiento normal. La distribución general de las depresiones en donde se alojan las secuencias volcánicas y la abundancia de diques de orientación norte - sur y nor-noroeste - sur-sureste sugiere que el tensor de esfuerzos asociado a esta fase tenía orientación del σ_1 , cercanas al este - oeste.

La existencia de esta fase de extensión con probables altas tasas de deformación es probablemente el factor que determinó el cambio hacia un vulcanismo predominantemente andesítico. Las primeras etapas de vulcanismo andesítico fueron principalmente piroclásticas. Posteriormente la actividad magmática derivó hacia una actividad predominantemente fisural con relativamente pocos conductos centrales. La naturaleza calcálica de las andesitas con abundante hornblenda, así como los bajos valores de las relaciones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (B. Martiny comunicación personal) sugieren una fuente en el manto metasomatizado ubicado por encima del plano de Benioff.

Las edades aparentemente más antiguas en la región de estudio, comparadas con sus contrapartes magmáticas en la región de la costa (25-29 Ma en Pinotepa Nacional - Puerto Escondido) (Hernández Bernal, 1995) indican una migración del magmatismo del continente a la costa.

La desaparición del vulcanismo al final del Oligoceno y el inicio de la actividad magmática aproximadamente hace 5 millones de años en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana, confirman la existencia de un hiatus magmático en el sur de México relacionado al desprendimiento del Bloque de Chortis y la fragmentación de la Placa de Farallón.

Se puede decir que, los escasos estudios geológicos y geoquímicos en general, llevados a cabo por diversos autores o instituciones, permiten tener una visión muy general del contexto magmático Terciario para el suroeste de México. Así, se puede proponer la existencia de un cinturón magmático calcalcalino, parcialmente contemporáneo a los eventos de la margen pacífica, y que se pudieran extender hasta la porción sur de la Faja Volcánica Transmexicana.

CONCLUSIONES

1) Uno de los eventos magmáticos más significativos del Terciario del sur de México está representado por el emplazamiento de secuencias volcánicas andesíticas y, en menor grado riolíticas, que se encuentran distribuidas al sur de la Faja Volcánica Transmexicana y al norte de la margen continental de Guerrero y Oaxaca.

La posición intermedia de las secuencias volcánicas entre la Faja Volcánica Transmexicana y la Franja Plutónica de la margen suroccidental de México es un rasgo sobresaliente que indica que esta provincia representa un evento muy importante en la forma y cinemática de las placas oceánicas que interactúa con la margen suroccidental de México, dando origen a nuevas placas tectónicas.

2) Por medio del análisis geomorfológico se observaron formas expresadas por las curvas de nivel que asemejan a elipses abiertas en sus extremos noroeste. La depresión elíptica de San Miguel Monteverde, localizada al occidente que asemeja a una elipse de 7.5 x 5.7 km de diámetro mayor y menor respectivamente y la forma geométrica de San Antonino Monteverde al oriente también asemeja a una elipse de 7.25 x 4.4 km de diámetro mayor y menor respectivamente

En el mapa de morfosisoipsas, se observa hacia la porción norte un corte abrupto en la morfología, en forma de escarpe a partir del cual se ha generado la erosión remontante.

3) De acuerdo a los rasgos geomorfológicos descritos y a la estratigrafía presente en las depresiones de San Antonino Monteverde y San Miguel Monteverde, principalmente por el material sedimentario encontrado hacia el centro de las depresiones, se interpretan como circos de erosión, los cuales se definen como formas cóncavas del relieve montañoso, a manera de anfiteatro con laderas de pendiente fuerte. Se originan en las cabeceras de algunas corrientes fluviales, por deslizamiento (erosión remontante) y la acción erosiva fluvial de pequeñas escorrentías que inciden en un canal principal. Lo anterior desecha la idea de que sean posibles estructuras volcánicas centrales.

Las secuencias terciarias que afloran en la región, están compuestas tanto por depósitos fluviales y lacustres como por rocas volcánicas silíceas y andesíticas. A una escala regional existen variaciones laterales de estas unidades debido principalmente al desarrollo de cuencas tectónicas relativamente aisladas, principalmente sedimentarias y volcánicas. Las secuencias terciarias estudiadas en este trabajo se encuentran ubicadas dentro de una depresión de orientación general norte-sur.

4) Las principales características petrográficas de las muestras analizadas dentro del área de estudio, nos indican que las lavas son básicas e intermedias, porfídicas y con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxena con un zoneamiento marcado.

5) A partir de la información de los análisis químicos de elementos mayores, de derrames y diques analizados dentro de la porción occidental de Oaxaca, se fundamentó una interpretación por medio de los diagramas de variación de elementos mayores (AFM y Harker), por lo que se observó que las variaciones de los elementos mayores son consistentes con los procesos normales de fraccionamiento de la serie calcálcica. Esto es, al incrementarse el sílice disminuye progresivamente el CaO, MgO, TiO₂ y FeO, mientras que se incrementan el K₂O y Na₂O. Por lo tanto esta porción es francamente calcálcica y nos sugieren una fuente común del magma origen. El contenido de potasio (K) en todas las muestras es medio. Con la ligera tendencia decreciente del Na₂O y el Al₂O₃ respecto a la sílice.

La serie calcálcica, presenta lavas con alto contenido en sílice. Las lavas que la caracterizan en el caso del presente estudio son derrames basáltico-andesíticos y andesitas (53% < SiO₂ < 59%) y diques dacíticos (61% < SiO₂ < 69%). Los miembros volcánicos más abundantes de la serie son los andesíticos. Su localización en zonas de extensión para el Oligoceno las tipifica como un arco magmático continental con tectónica tensional.

La naturaleza calcálcica de las andesitas, sugiere una fuente en el manto metasomatizado ubicado por encima del plano de Benioff.

ANEXO I

PROCEDIMIENTOS PARA EL ANÁLISIS CUANTITATIVO DE ELEMENTOS MAYORES EN ROCAS ÍGNEAS, EMPLEADOS EN EL LABORATORIO DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA (LUGIS), POR MEDIO DE "FLUORESCENCIA DE RAYOS X" DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM.

Un aspecto importante dentro del análisis de rocas consiste en la preparación adecuada de las muestras para su análisis químico. Debe lograrse una porción representativa de las mismas con un tamaño de partícula adecuado para su ataque y disolución, evitando al máximo todo tipo de contaminación.

Se procesa la roca con un peso aproximado de 2 kg hasta llegar a tener por lo menos 5 gramos de un polvo fino. En este paso deben tomarse las precauciones requeridas para que la muestra no adquiera sustancias que pueda desprender el equipo de molienda. El trabajo de preparación de muestras se realizó en el Laboratorio de molienda del Instituto de Geología.

Recientemente, el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geología, UNAM, ha adquirido un sistema secuencial de Fluorescencia de Rayos X Siemens 3000 (tubo de Rh y ventana de Be 125 μm), siendo uno de los más modernos en México. Adicionalmente, se dispone de sistemas computarizados para la preparación de muestras fundidas. El sistema de fluorescencia de rayos x ha sido instalado en un laboratorio que cuenta con un clima controlado, lo que proporciona condiciones óptimas para obtener resultados con confiabilidad y rapidez.

A continuación se presenta una síntesis de la metodología empleada para la calibración de este sistema, con el objeto de analizar elementos mayores en materiales geológicos.

METODOLOGÍA

Preparación de muestras

Esta preparación consiste en la fusión de 0.8 g de muestra y 7.2 g de fundente, constituido por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 granular, grado ultrapuro, en relación 1:1. La naturaleza granular, por su mayor densidad, favorece el llenado de los crisoles y evita pérdidas en el enfriamiento. La fusión se lleva a cabo en crisoles de una aleación Pt:Au (95:5), bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un período total de ~ 10 minutos. Se utiliza Bromuro de litio (LiBr), en solución acuosa y con una concentración de 250 g/l, como un agente no mojante.

La relación muestra:fundente (1:9:dilución al 10% de la muestra) se seleccionó con base en pruebas, de tal manera que muestras con composiciones extremas de SiO_2 , Al_2O_3 y MgO fueran fundidas y enfriadas, obteniéndose perlas de vidrio apropiadas para su medición.

El empleo de agente no mojante es muy importante para evitar que queden residuos de la fusión en los crisoles. Hay una gran variedad de sustancias usadas para tal fin.

Curvas de calibración

En la elaboración de curvas de calibración se emplearon 27 Muestras Internacionales de Referencia Geoquímica (MIRG). Para cada MIRG, se prepararon y midieron perlas por duplicado y el promedio de las cuatro mediciones fue utilizado para construir las curvas de calibración.

Adicionalmente a las MIRG, fueron empleadas 9 muestras, provenientes de la caldera de Amealco, de la caldera de Huichapan y colectadas en el volcán Ceboruco. Estas muestras fueron incluidas con la finalidad de contar un mayor número de datos en las curvas de calibración.

Las curvas de calibración se corrigieron aplicando un método para corrección de matriz Lachance-Trail (Método concentración 1 del sistema Spectra 3000). Los tiempos de conteo para cada elemento se ajustaron en base a intensidades de cada señal e intervalos de concentración.

La precisión y exactitud de los datos analíticos se probaron por medio del análisis de dos MIRG. Para ello, se prepararon dos perlas para cada muestra y se midieron cuatro veces cada una. A partir de estas 8 mediciones ($n = 8$), se evaluó la precisión de los datos analíticos, mediante el cómputo del promedio (\bar{u}), la desviación estándar (s), y el % de la desviación estándar relativa (% der). Con base en los resultados, se puede inferir que la precisión para los elementos Si, Ti, Al, Fe total, Ca y Mg es muy buena (% der < 1) y para Mn y P es aceptable (< 4%). Sin embargo, las mediciones de Na y K deben ser mejoradas, con el objeto de contar con datos precisos para todos los elementos mayores. (Lozano R., et al, 1995).

BIBLIOGRAFIA

- Bellon H., Maury R.C. & Stephan J.F., 1982. Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry and geodynamics. In: Watkins, J.S., Moore, J.C. et al., (eds), Initial Reports. DSDP. 66: Washington (U.S. Gvt. Printing Office) pp. 723-730.
- Butt A. 1981 Syndepositional tectonics along the Middle America trench with special reference foraminiferal bathymetry: Deep sea drilling Project Leg 66, Offshore Mexico. Geological processes along an active margin. In: Watkins, J.S., Moore, J.C. et al. (eds), Initial Reports. DSDP. 66: Washington (U.S. Gvt. Printing Office) pp. 671-1051.
- Cameron K.L., Cameron M. y Barreiro B. 1986. Origin of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Batopilas region, Chihuahua: implications for the formation of continental crust beneath the Sierra Madre Occidental. *Geofísica Internacional*. Vol. 25-1 pp.39-59.
- Campa M.F. y Coney P.J. 1983. Tectono-Stratigraphic Terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 20, pp. 1040-1051.
- Coney P.J. 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. 15 (1). pp. 6-15.
- Corona-Esquivel, R. J. 1985. Geología de la región comprendida entre Olinalá y Huamantitlán, Edo. de Guerrero. Tesis de maestro en ciencias (Geología). Facultad de Ciencias, UNAM. 112 p.
- Damon P., Shafiqullah M. y Clark F. 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, revista*, vol. 6, núm. 2. pp. 223-238.
- Ferrusquía I. 1976. Estudios Geológicos-Paleontológicos en la Región Mixteca. Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, estado de Oaxaca, México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*. No. 97, 160 p.
- García E. 1988. Modificaciones al sistema de clasificación de Köppen. *Instituto de Geografía*. 217 p.
- González Torres, E. 1989. Geología y paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca. Tesis de licenciatura (Ing. Geólogo), Facultad de Ingeniería, UNAM. 188 p.

Hernández Bernal, Ma. del Sol. 1995. Geoquímica y origen del batolito de Río Verde. Oax. Terreno Xolapa. Tesis, maestría en geofísica, opción: sismología y física del interior de la tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. UACPyP-CCH. 83 p.

Irvine T.N., y Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, pp. 523-548.

Klitgord K. and Mammericks J. 1982. "Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathimetric framework". Jour. Of Gephys. Research, 87, pp 6725-6896.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley, A. R., y Zanettin B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Blackwell, Oxford, 193 p.

Lozano Santa Cruz, R., Verma S., Girón P., Velasco F., Morán Zenteno D., Viera F. y Chávez G. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos x para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. Actas Instituto Nacional de Geoquímica A.C., (1995). México. pp 203-208.

Lugo Hubp, J. 1989. Diccionario Geomorfológico. Instituto de Geografía, UNAM. 337 p.

Malfait B.T. y Dinkelman, M.G. 1972. Circum Caribbean tectonic and igneous activity and evolution of the Caribbean plate. Geological Society of America Bulletin 83. 251-272.

Morán Zenteno, D. 1987. Paleogeografía y paleomagnetismo Pre-Cenozoico del Terreno Mixteco. Tesis de maestro en ciencias (Geología), Facultad de Ciencias, UNAM. 177 p.

Ortega Gutiérrez, F. 1981a. Metamorphic Belts of southern México and their tectonic significance. Geofísica Internacional, vol. 20, núm. 3, p. 177-202.

Ortega Gutiérrez, F. 1981b (1984). La evolución tectónica Premisisípica del sur de México. Revista del Instituto de Geología, UNAM, vol. 5, núm. 2, p. 140-157.

Palacio Prieto J.L. 1983. Metodología para el desarrollo de trabajos geomorfológicos a escala 1:50 000. Primer congreso interno del Instituto de Geografía, UNAM. 545 p.

Pardo M. 1993. Características sismotectónicas de la subducción de las placas de Rivera y Cocos en el sur de México. Univ. Nal. Autón. de México, UACPyP del CCH. Tesis de Doctor en Geofísica, 129 pp.

Raisz E. 1964. Landforms of Mexico. Prepared for the Teography Branch of the office of Naval research, Cambridge, Mass. Second corrected edition.

Ratschbacher L., Riller U., Meschede M., Herrmann U. and Frisch W. 1991. Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, v. 19, pp 1233-1236.

Riller U.L., Ratschbacher, and W. Frisch. 1992. The Tierra Colorada Deformation zone: left - lateral transtension along the northern boundary of the Xolapa Complex. *Southern Mexico, J. South Am. Earth Sci.* 5, pp 237-249.

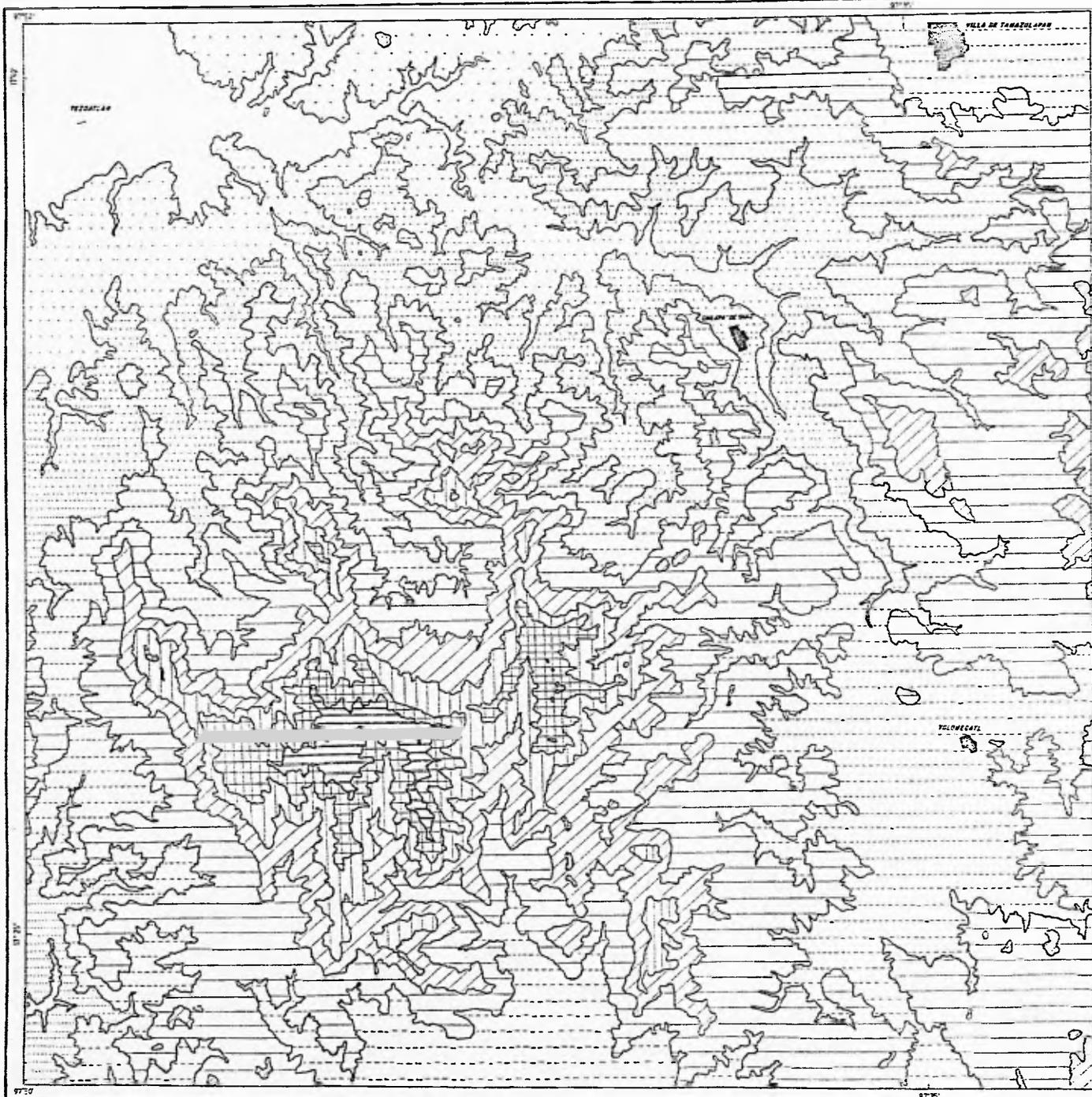
Ross M.I., Scotese Ch. 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155, pp 139-168.

Schaaf, P., Morán Zenteno D., Hernández Bernal Ma. del Sol, Solís Pichardo G., Tolson G. y Köhler H. 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, vol. 14, No. 5, pp 1339-1350.

Suárez G., Monfret T., Wittlinger G., & David C. 1990. Geometry of subduction and depth of the sismogenic zone in the Guerrero gap. *Nature*, 345, pp 336-338.

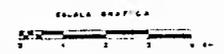
Urrutia Fucugauchi, J. 1980. Paleomagnetic studies of Mexican rocks, Ph. D. Thesis, Univ. Newcastle upon Tyne, U.K. 689 p.

Van Der Voo R., and R.B. French. 1976. Permian-Triassic continental configuration and the origin of the Gulf of Mexico. *Geology*. 4. pp. 177-180.



SIMBOLOGIA
RANGOS DE ELECCIONES EN METROS

- 1400 - 1600
- 1600 - 1800
- 1800 - 2000
- 2000 - 2200
- 2200 - 2400
- 2400 - 2600
- 2600 - 2800
- 2800 - 3000
- 3000 - 3200
- > 3200



	FACULTAD DE INGENIERIA
	"ESTUDIO GEOLOGICO DE LAS ROCAS VOLCANICAS DEL AREA DE MONTEVERDE, OAX."
	TESIS PROFESIONAL: DANIEL SALINAS CALLEJOS
MAPA: IMPRINTARIO 1996	



SIMBOLOGIA

-  2
-  2 < 4
-  4 < 8
-  8 < 16
-  16 < 40
-  > 40



 U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA	
	"ESTUDIO GEOLOGICO DE LAS ROCAS VOLCANICAS DEL AREA DE MONTEVERDE, OAX."	
	TESIS PROFESIONAL	GABRIEL SALINAS CALLEJOS
	NUM DE PERIFONEOS	1998



SIMBOLOGIA

- 0 - 2
- 2 - 4
- 4 - 8
- 8 - 16
- 16 - 40
- > 40

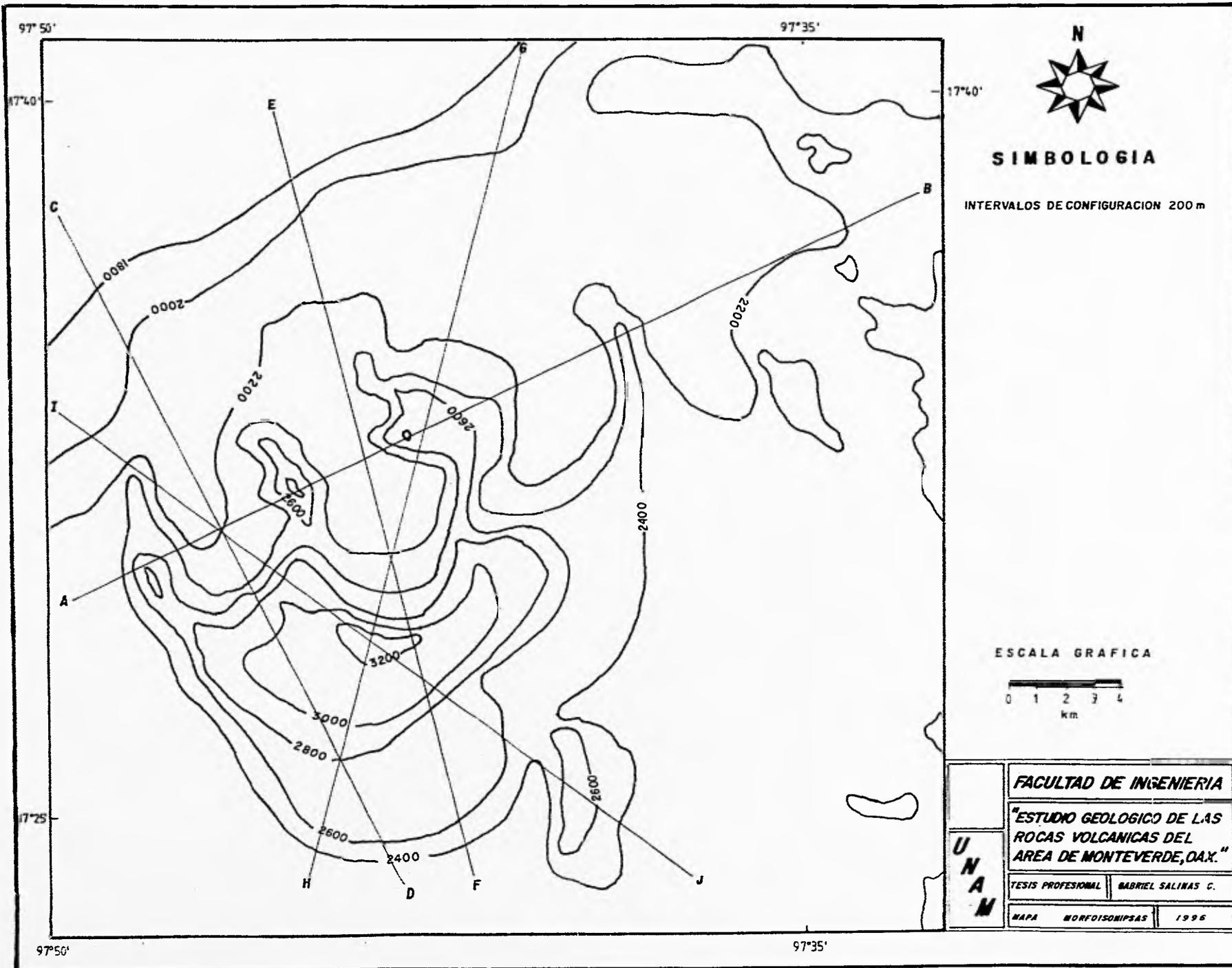


FACULTAD DE INGENIERIA

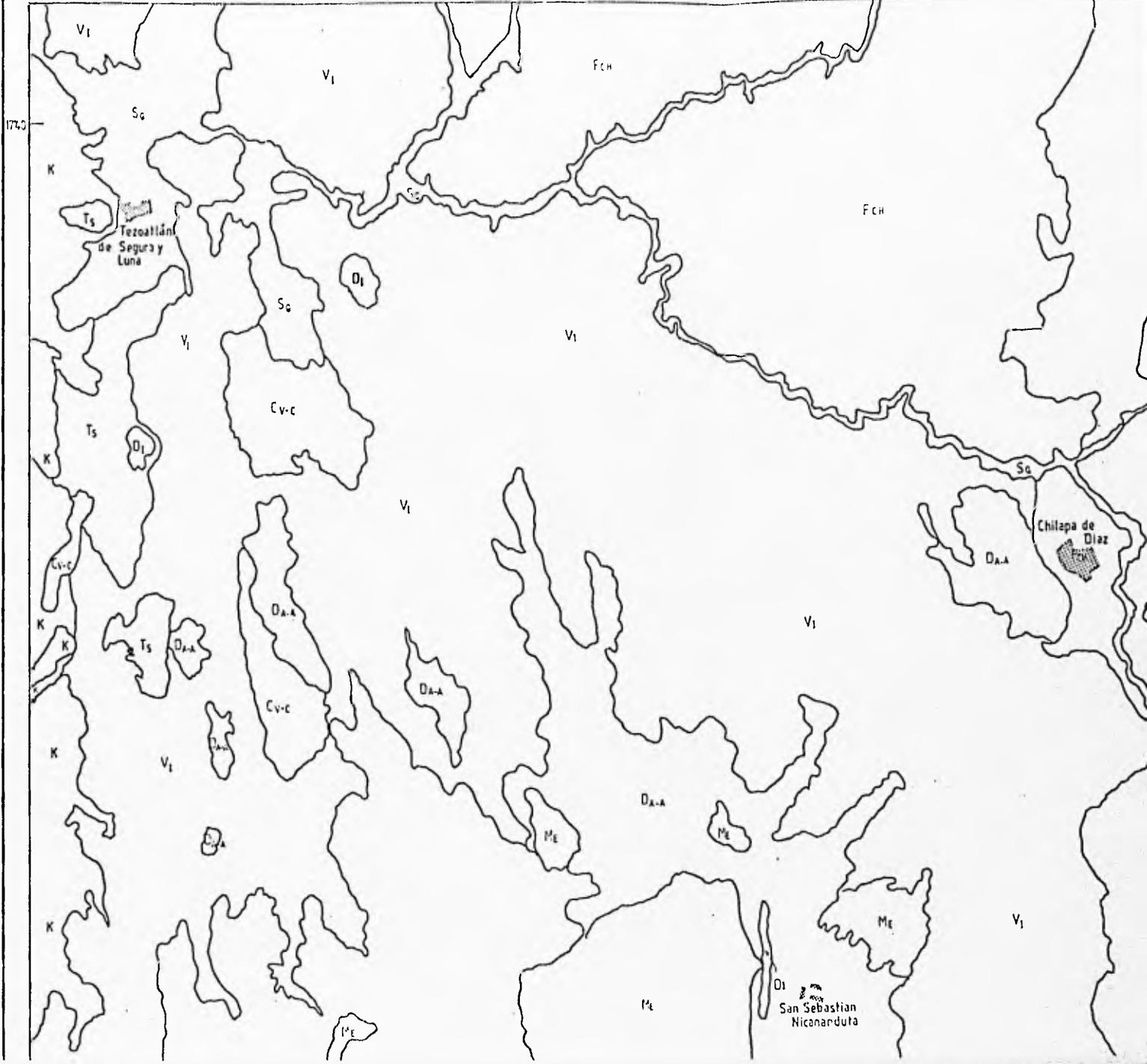
"ESTUDIO GEOLOGICO DE LAS
ROCAS VOLCANICAS DEL AREA
DE MONTEVERDE, OAX."

TESIS PROFESIONAL: GABRIEL SALINAS CALLEROS

MAPA DE PENDIENTES 1996



97°50'



17°50'

Vi

Vi

Fch

Sc

Fch

K

Ts

Tezoatlán
de Segura y
Luna

Sc

Di

Vi

Cv-c

Ts

Di

K

Cv-c

Vi

K

K

Ts

Daa

Cv-c

Daa

K

Vi

Daa

Di

Me

Daa

Me

Me

Vi

Me

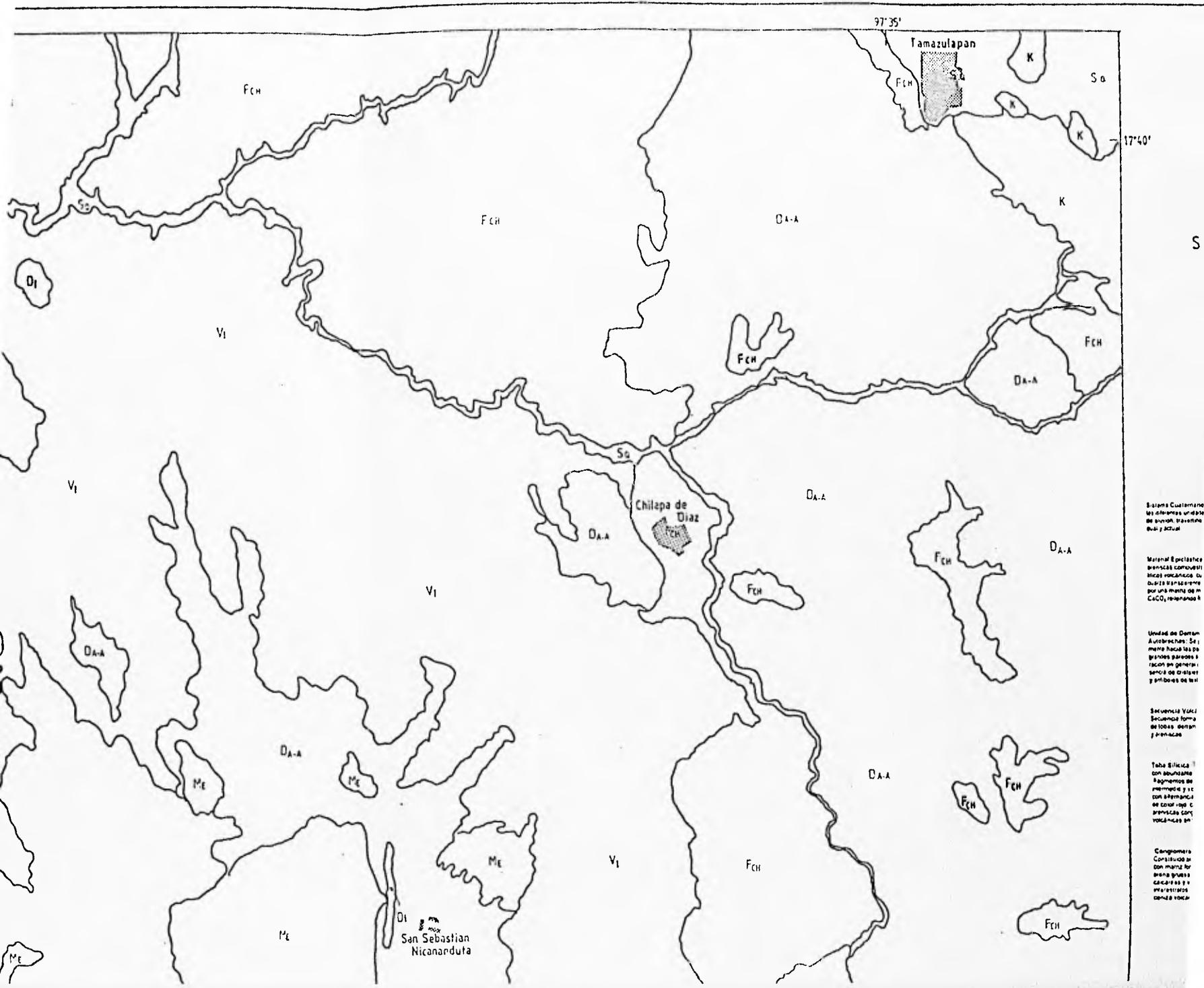
Di

San Sebastian
Nicananduta

Chilapa de
Diaz

Daa

Fch



Sistema Cuaternario
 Los afloramientos visibles
 de su edad trazo en
 azul y actual

Material Espéctico
 Brechas con volcán
 local volcánico de
 tipo 18 y 19
 por una muestra de m.
 CACO, referencias 1

Unidad de Derrame
 Aviolechados: Se
 mira hacia las po
 gresas blancas a
 rasos en general
 senca de cristal
 y otros de la

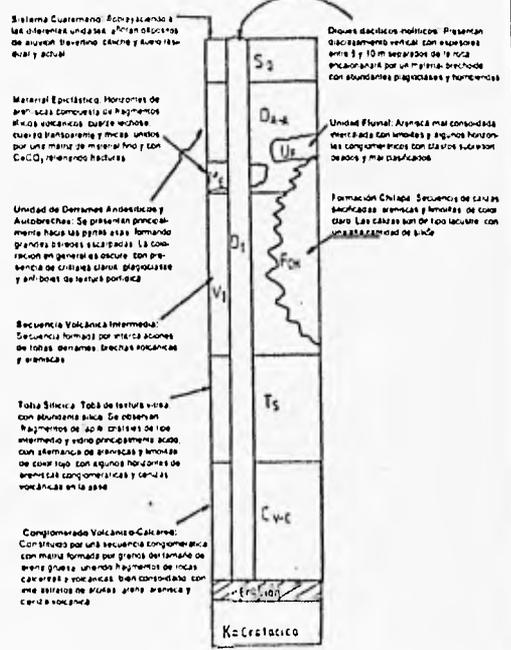
Secuencia Yucal
 Secuencia forma
 de lobos de gran
 y brechas

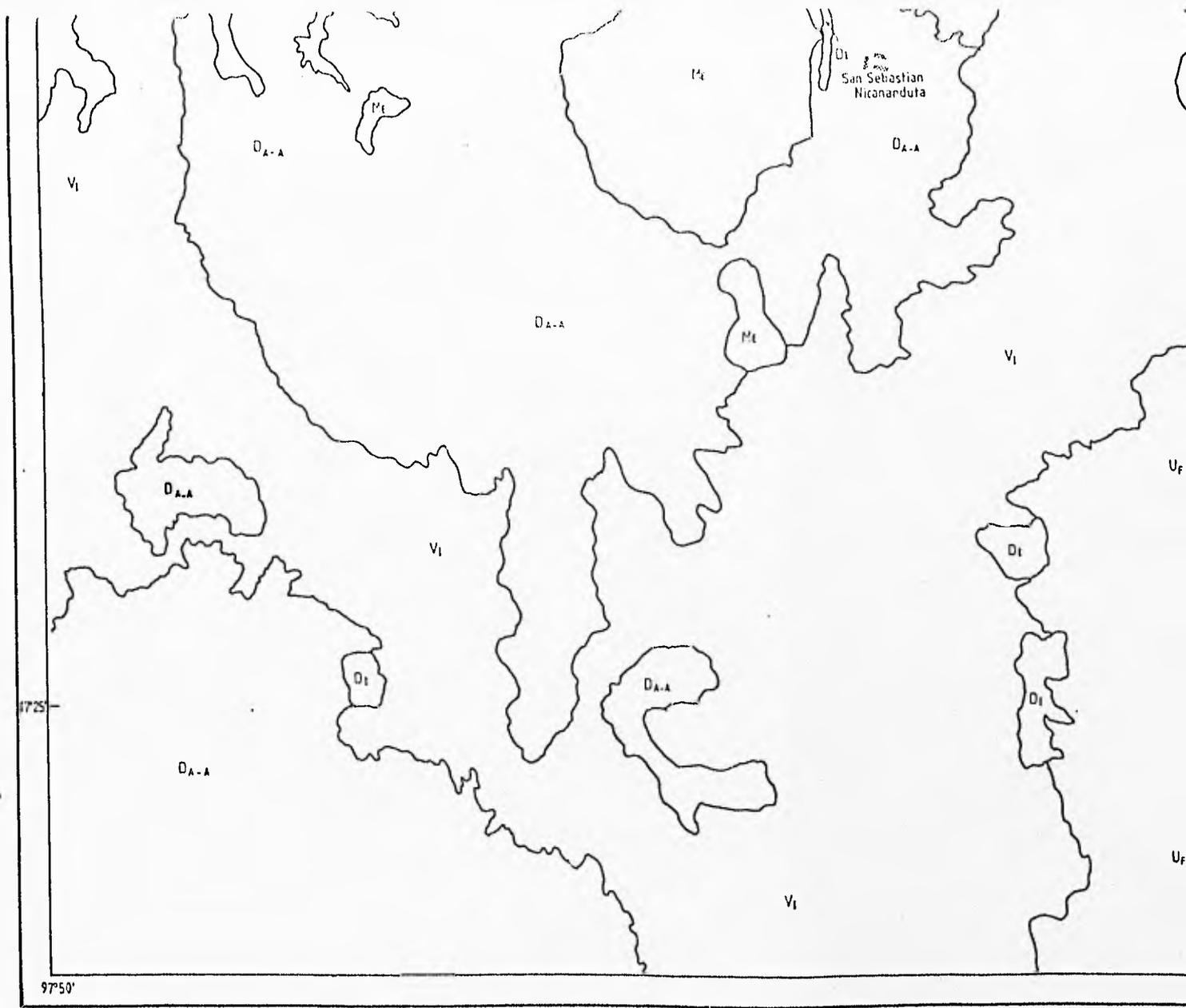
Tubo Sifónico
 con abutamiento
 fragmentos de
 cemento y se
 con presencia
 de cuarzo y c.
 brechas con
 volcánicas en

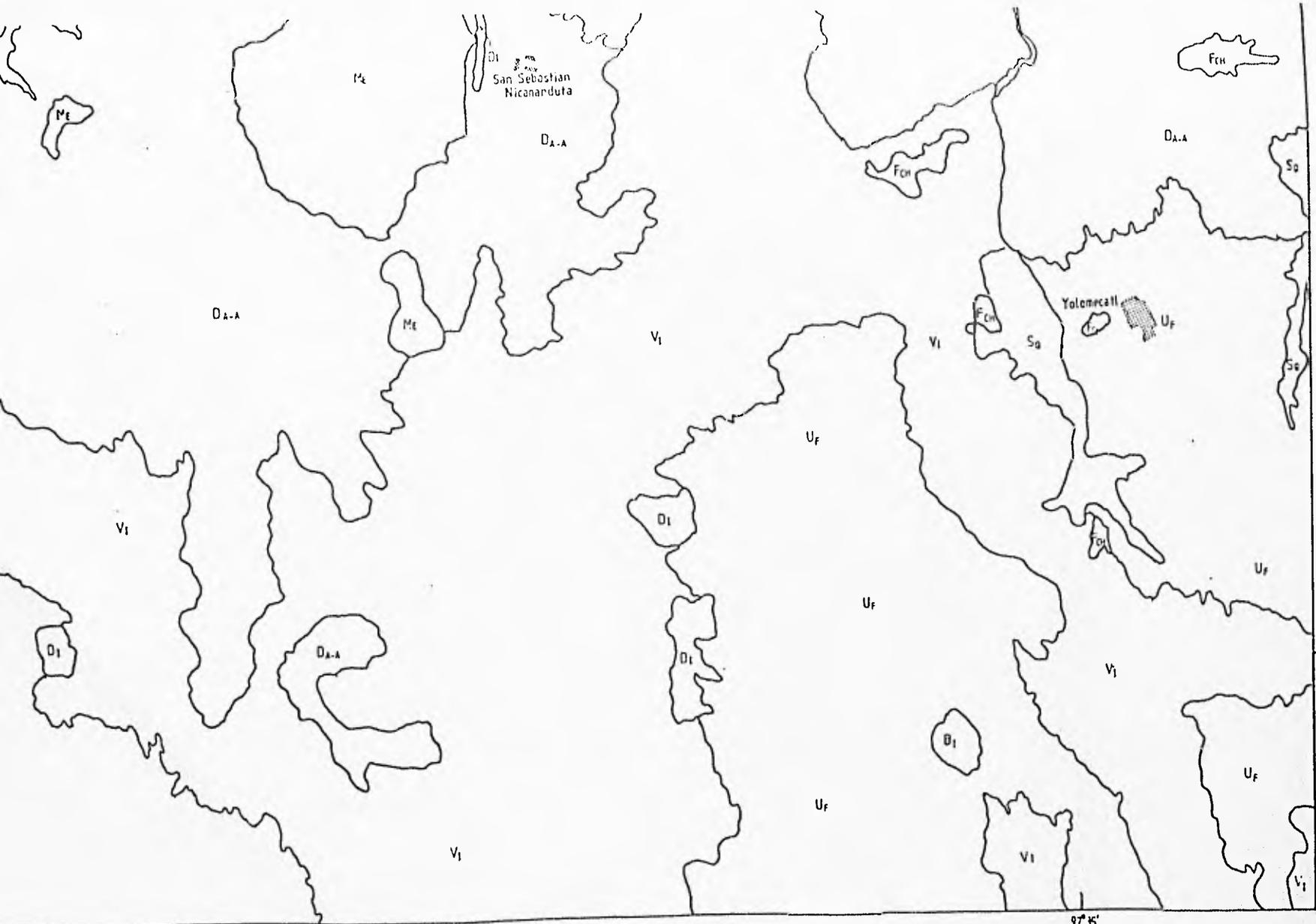
Conglomerado
 con matriz de
 arena gruesa
 calcárea y c.
 brechas volcán



SIMBOLOGIA







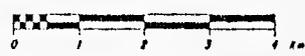
97° 35'



INSTITUTO GEOLOGICO NACIONAL
 COMISIÓN NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
 CENTRO DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS Y MINERARIAS
 CANTILLANA



ESCALA GRAFICA



FACULTAD DE INGENIERIA

"ESTUDIO GEOLOGICO DE LAS
 ROCAS VOLCANICAS DEL AREA
 DE MONTEVERDE, OAX"

U
N
A
M

TESIS PROFESIONAL GABRIEL SALINAS CALLEROS

MAPA GEOLOGICO 1956

97° 35'