



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE ALQUITRÁN, GUERRERO”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE INGENIERA GEÓLOGA

P R E S E N T A:

MARCELA MARGARITA ERRASTI OROZCO



MÉXICO, D. F.

JUNIO, 2002

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.

PAGINACIÓN

DISCONTINUA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-620

SRITA. MARCELA MARGARITA ERRASTI OROZCO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. en C. Gilberto Silva Romo y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE ALQUITRÁN, GUERRERO

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	GENERALIDADES
III	GEOLOGÍA
IV	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA
	ANEXOS

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"

Cd. Universitaria, D. F., a 7 de mayo de 2002

EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



Agradecimientos:

El desarrollo y buen término de este trabajo de tesis fue posible gracias al apoyo del Programa de becas del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.

Agradezco a mis directores de tesis: M.C. Gilberto Silva Romo y al Ing. Teodoro Hernández Treviño por su dedicación y apoyo en éste trabajo.

Agradezco el apoyo y colaboración de las personas del LUGIS : Dr. Peter Schaaf, Dr. Raymundo Martínez, M.C. Gabriela Solís, M.C. Juan Julio Martínez, M.C. María del Sol Hernández y en especial al Ing. Teodoro Hernández por su cooperación y facilidades otorgadas para la realización del presente trabajo.

Agradezco al Ing. Francisco Correa por su paciencia y ayuda en la elaboración del mapa geológico y a Lucía Cappra por su colaboración en el modelo de elevaciones.

Agradezco mucho a las personas que me acompañaron al campo: Teodoro Hernández, Peter Schaaf, Horacio Membrillo y Ángel Ramírez.

Agradezco a mis compañeros que con sus atinados comentarios contribuyeron a mejorar este trabajo y también por ayudarme en todo momento, gracias Benjamín, Giovanni, Myriam y Fermín.

DEDICATORIAS

Le dedico este trabajo a mis padres, que sin duda son los mejores del mundo. Gracias por todo el amor, apoyo y educación que me han dado. Por ustedes he aprendido a valorar cada momento de mi vida y por ustedes soy lo que soy. Los amo, muchas gracias.

A mi hermano Ulises, porque además de ser un excelente hermano, es una excelente persona que me ha enseñado mucho de la honestidad y la bondad, gracias por haberme ayudado y apoyado en todos mis sueños.

A Víctor a quien admiro y es un ejemplo para mí, gracias por enseñarme a amar y perdonar. Gracias por todos los buenos momentos, por ayudarme y estar conmigo siempre. Seguiré aprendiendo de ti...

A Beatriz y sus papás, por ser mi familia espiritual, por apoyarme y creer en mí, los quiero mucho. Gracias Beatriz por soñar conmigo, por enseñarme el valor de una amistad, por impulsarme y ser mi hermana.

A Bernardo Sachman, por ser la mejor persona en quien se puede confiar, porque siempre vamos a estar juntos, seguiremos riendo, soñando y llorando, gracias Sach.

A Naye y Rocío, gracias por tener siempre las palabras exactas para hacerme sentir bien y por todos los momentos que hemos pasado juntas que recordaré toda mi vida y los que nos faltan...

A Paul por ser un amigo incondicional, gracias Paul por cuidarnos tanto.

A mis amigos Bruno, Miguel, Ismael, Diego, Chaac, Male y Mabe, por estar siempre conmigo, por ser tan unidos y tan buenas personas, gracias los quiero mucho.

Gracias

Con mis maestros Alberto, Sila, Alfredo, Victoria, Baldomero, Carrasco, Cupita, Villaseñor, Leonigildo, Cepeda, Arturo, Sapia, Miguel Vera, Ing. Márquez, Jorge Ulloa y Emiliano Campo porque además de ser mis profesores, con mis amigos y con un ejemplo a seguir, muchísimas gracias a todos ellos y a todos los maestros que tuve durante mi carrera.

Los quiero mucho.

Alolo y Loloma porque crearon en mí y además de ser mis primeros con mis amigos.

compañeros.

hacer que las prácticas de campo sean momentos inolvidables y por ser mis amigos y

La brigada 11: Carlos Lora, Rodrigo, Vane, Franco, Edgar, Gracias por

las he necesitado.

las prácticas. Gracias por ser amigos tan comprensivos y por ayudarme siempre que

Con mis colegas: Ole y Loloma, por pasar tan buenos momentos durante la carrera y

Olina, María, Julio y Ana, gracias por ser tan buenos amigos.

preparar.

Olivia y Vini por crecer conmigo y porque sé que seguiré tan unidos como en la

seguiremos viviendo.

amigos y por todas las buenas charlas y momentos que hemos pasado juntos y que

Alvarquino, Humberto, Luis, Shamán, Arturo, Jorge y Oscar por ser mis

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	i
CAPITULO I Introducción.....	1
I.1 Objetivos.....	2
I.2 Localización y vías de acceso.....	2
I.3 Estudios previos.....	4
I.4 Método de trabajo.....	6
CAPITULO II Generalidades.....	8
II.1 Clima y vegetación.....	8
II.2 Población.....	8
II.3 Fisiografía.....	11
II.4 Orografía.....	13
II.5 Hidrografía.....	15
II.6 Geomorfología.....	17
CAPITULO III Geología.....	19
III.1 Marco geológico regional.....	19
III.2 Estratigrafía.....	23
III.2.1 Complejo Acatlán.....	23
III.2.2 Complejo Xolapa.....	25
III.2.3 Formación Chapolapa.....	28
III.2.4 Formación Morelos.....	31
III.2.5 Formación Agua de Obispo.....	34
III.2.6 Formación Alquitrán.....	37
III.3 Geología estructural.....	46
CAPITULO IV Discusión y conclusiones.....	55
ANEXO PETROGRÁFICO.....	61
BIBLIOGRAFÍA	

RESUMEN

El presente estudio se refiere a un área en la parte central del Estado de Guerrero al sur de la Ciudad de Chilpancingo cerca del poblado de El Ocotito.

El área de estudio comprende a la Sierra de Alquitrán y por sus alrededores en donde se reconoce una secuencia Cenozoica vulcanosedimentaria (Formación Agua de Obispo) con algunos derrames basálticos y andesíticos. La Sierra de Alquitrán está labrada en las rocas Cenozoicas de la Formación Alquitrán. Sobreyace discordantemente a la Formación Agua de Obispo. La Formación Alquitrán se caracteriza por un paquete de aproximadamente 1000 m de espesor de ignimbritas de composición silícica. La Formación Alquitrán incluye algunos domos silícicos reconocidos en el borde sur de la Sierra de Alquitrán.

La secuencia Cenozoica correspondiente a la Formación Agua de Obispo, se encuentra alojada en una depresión tectónica en cuya periferia están expuestas dos secuencias Mesozoicas, una secuencia calcárea (Formación Morelos) sobreyaciendo tectónicamente a una secuencia vulcanosedimentaria deformada (Formación Chapolapa).

En la región de estudio se observa la yuxtaposición de elementos corticales de diferente nivel, tanto entre unidades de edades semejantes como los intrusivos reconocidos (Azinyehualco, Soyatepec y Tierra Colorada) y las rocas volcánicas de la Formación Alquitrán, como éstas últimas con las rocas del Complejo Xolapa. El Complejo Xolapa se observa al sur del área

de estudio en contacto tectónico con la Formación Chapolapa por medio de una franja milonítica.

Se propone que la evolución geológica de la Sierra de Alquitrán puede corresponder con la propia de una caldera de resurgencia, ya que se reconocen cuatro de las seis etapas del modelo clásico de calderas resurgentes.

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

En este trabajo, se presentan datos geológicos nuevos como una contribución al mejor entendimiento de la compleja evolución geológica de la Sierra de Alquitrán y sus alrededores.

El estudio del área resulta complicado debido a que en ella se ha propuesto el límite de los tres terrenos tectonoestratigráficos: Mixteco, Guerrero y Xolapa (Campa y Coney, 1983). Sin embargo, dichos límites aún están por definirse y su estudio rebasa los alcances del presente trabajo, aunque se pretende dar una aportación para futuras investigaciones.

El trabajo retoma algunas interrogantes planteadas en el Proyecto DGAPA IN102794 (1996), en lo relativo a la Sierra de Alquitrán y se vio beneficiado en los trabajos de campo y por el acceso a su colección de muestras para su revisión.

El motivo de estudio en este trabajo son principalmente las rocas cenozoicas y su evolución geológica.

El sector que aquí se estudia es interesante por los contrastes geológicos que se observan, como son los niveles corticales expuestos en el área y el gran volumen de ignimbritas de las cuáles hasta el momento se desconoce alguna propuesta para su génesis.

En el presente trabajo se describen las distintas unidades reconocidas en el área, las estructuras mayores y sus relaciones estratigráficas con el fin de proponer una hipótesis acerca del origen de las rocas volcánicas que predominan en la región.

I.1 OBJETIVOS

Los objetivos del presente trabajo son:

* Caracterizar las rocas ígneas y las estructuras de la Sierra de Alquitrán para elaborar un mapa geológico escala 1:100 000 y proponer una hipótesis acerca del origen de la Sierra de Alquitrán.

I.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra localizada en el estado de Guerrero, al sur de la Ciudad de Chilpancingo, abarcando una extensión de aproximadamente 644 km². Los poblados principales son El Ocotito, Mazatlán, El Salado, Azinyehualco, Acahuizotla y Palo Blanco. (Fig. 1)

Los límites geográficos se ubican entre las coordenadas 17°15' y 17° 30' latitud Norte y entre 99° 35' y 99° 25' de longitud Oeste. Ésta área corresponde parcialmente con la carta topográfica Mazatlán (E14 C38) de INEGI, escala 1:50000 incluyendo la Sierra de Alquitrán y los valles de Mazatlán, El Ocotito y Azinyehualco.

Las principales vías de acceso son por la carretera federal 95 Chilpancingo-Acapulco y por la Autopista del Sol México-Acapulco, entre el tramo de Chilpancingo y Tierra Colorada.

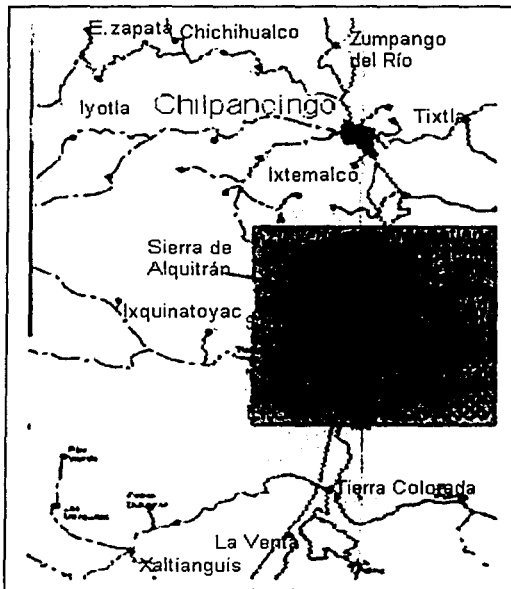
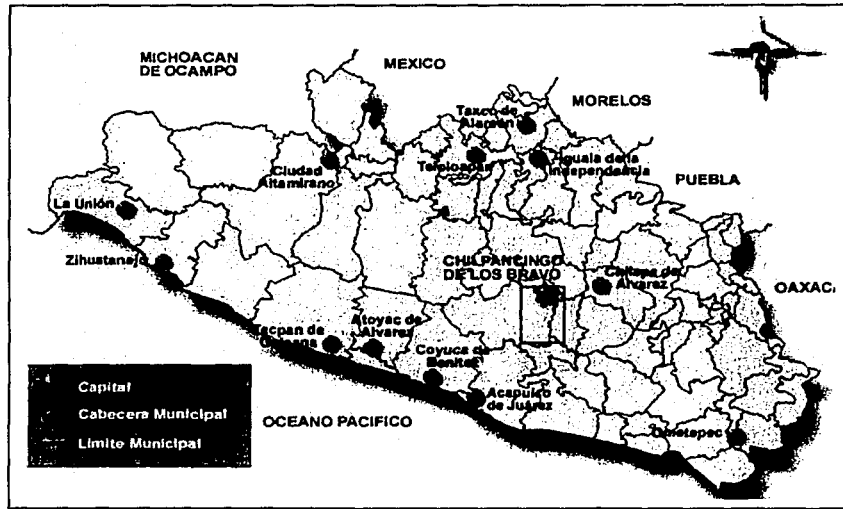


Fig. 1 Localización del área de estudio.

I.3 ESTUDIOS PREVIOS

Los estudios previos en el área son pocos siendo los más importantes los que a continuación se mencionan. De Cserna y Fries (1956) realizaron las primeras descripciones sobre las distintas unidades que afloran lo largo de la carretera federal 95, para la excursión geológica México-Acapulco que se llevó a cabo dentro de los trabajos del XX Congreso Geológico Internacional del mismo año. Fries (1960) estableció la estratigrafía del sur de México y publicó (1962) los primeros resultados de edades radiométricas, lo cual propició el avance sobre el conocimiento de las rocas ígneas y metamórficas de Oaxaca y Guerrero. De Cserna (1965) propuso nuevas unidades estratigráficas en el reconocimiento geológico de la región entre Chilpancingo y Acapulco. En este estudio se presentó información sobre las relaciones de las rocas metamórficas con los cuerpos graníticos del complejo Xolapa, así como de la estratigrafía del norte de dicho complejo, detallando la litología y distribución de las formaciones: Chapolapa, Acahuizotla, Morelos, Balsas, Agua de Obispo, Alquitrán, Papagayo y Chilpancingo. Otro aspecto relevante en el trabajo de De Cserna (1965) es la cartografía de los cuerpos intrusivos que no se habían cartografiado, los cuales son: el Tronco de Ocotito, Tronco de Xaltianguis y el Tronco de Acapulco. En la actualidad estos troncos han sido estudiados por diversos investigadores (Guerrero-García, 1975; Schaaf, 1990; Morán-Zenteno, 1992; Moran et al., 1993; Herrmann, 1994; Hernández-Bernal,

1995; Correa-Mora, 1996; Corona et al., comunicación personal) y se han distinguido los intrusivos no deformados de San Juan del Reparo, Xaltianguis, Tierra Colorada, Acapulco y el intrusivo de Azinyehualco el cual aflora en la zona de estudio.

Klesse (1968) realizó un estudio minero de la región comprendida entre El Ocotito e Ixcuinatoyac. Esta área la asocia a depósitos de sulfuros y resalta la estratigrafía presente en el área cartografiada en donde encuentra al Complejo Xolapa, a las Formaciones Ixcuinatoyac, Chapolapa, Morelos, Agua de Obispo y Alquitrán.

Araujo (1980) realiza para PEMEX el proyecto Quechultenango el cual comprende al área de estudio del presente trabajo de tesis. En este proyecto realizó un trabajo de geología superficial para analizar sus posibilidades económico-petroleras donde mencionó que existe la generación de hidrocarburos, pero el problema es la falta de condiciones estructurales atractivas como posibles trampas de hidrocarburos, dada la deformación que han sufrido las posibles rocas almacenadoras (Formación Morelos).

Salinas-Prieto (1986) definió varios pisos estructurales de la deformación de las unidades litoestratigráficas involucradas en la porción occidente de la región conocida como la Montaña Guerrerense. Dichas unidades se refieren a las rocas metamórficas del Complejo Acatlán, las Formaciones Morelos, Mexcala y Tetelcingo.

Sabanero-Sosa (1990) investigó sobre la geología regional y tectónica de la porción centro-occidental de la Sierra del Estado de Guerrero misma que incluye el área de trabajo.

1.4 MÉTODO DE TRABAJO

El método de trabajo incluyó dos etapas: trabajo de gabinete y de campo.

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación bibliográfica de textos relacionados con el área de estudio. Se realizó un estudio de fotointerpretación para hacer un reconocimiento previo del área, utilizando fotografías aéreas escala 1:75 000, del rollo 1158/96-I, con fecha Febrero 1995 del INEGI. En éstas se delimitaron unidades fotogeológicas, y estructuras. Esta información se transfirió a un mapa topográfico para conformar así un mapa geológico preliminar escala 1:50 000 (E14 C38) del INEGI.

El trabajo de campo se realizó mediante recorridos en los valles aledaños a la Sierra de Alquitrán donde se hizo un reconocimiento y muestreo de las distintas unidades litológicas distinguiendo las relaciones estratigráficas y estructurales.

Se analizaron un total de 40 muestras de mano, de las cuales se hicieron 15 láminas delgadas, las de clave EV fueron previamente colectadas y laminadas por Teodoro Hernández en los trabajos del Proyecto DGAPA Clave IN102794. El muestreo se desarrolló en rocas de las Formaciones

Capítulo I Introducción

Agua de Obispo, Alquitrán, Morelos y en cuerpos intrusivos. Una vez concluido el trabajo de campo, se integró la información recabada hasta entonces y se efectuó el estudio petrográfico correspondiente. La información obtenida en campo nos permitió corregir la fotointerpretación previamente realizada. El mapa geológico y el modelo digital del relieve definitivo se elaboraron con base en los recursos que proporciona el programa ILWIS V3.0 Academic; las ilustraciones, columnas estratigráficas y secciones geológicas se dibujaron mediante el programa de diseño gráfico MACDRAW V11.

CAPITULO II GENERALIDADES

II.1 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima es semicálido subhúmedo con lluvias en verano (Fig.2) con una precipitación media anual es mayor de 1200 mm y presenta una temperatura promedio de 21.5 °C. La vegetación predominante es de bosques de clima templado; en las zonas altas se presentan bosques de coníferas y en las partes con relieve topográfico bajo y disectado se tiene un clima cálido con lluvias en verano, con una precipitación anual de 800 a 1000 mm. Estas regiones se caracterizan por desarrollar una vegetación predominante conocida como selva baja con huizachales, chaparrales, amates, palo blanco, huamúchil y otros arbustos de tipo semidesértico (Fig.3).

II.2 POBLACIÓN

Las actividades económicas de la población en el área de estudio se dirigen principalmente a la agricultura (cultivos de maíz, frijol, ajonjolí, jitomate) y ganadería (porcino, vacuno y aves de corral) a escala pequeña para las necesidades inmediatas de la población. El Ocotito es el centro comercial a donde acuden los pobladores de las rancherías y poblados pequeños aislados en las sierras.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

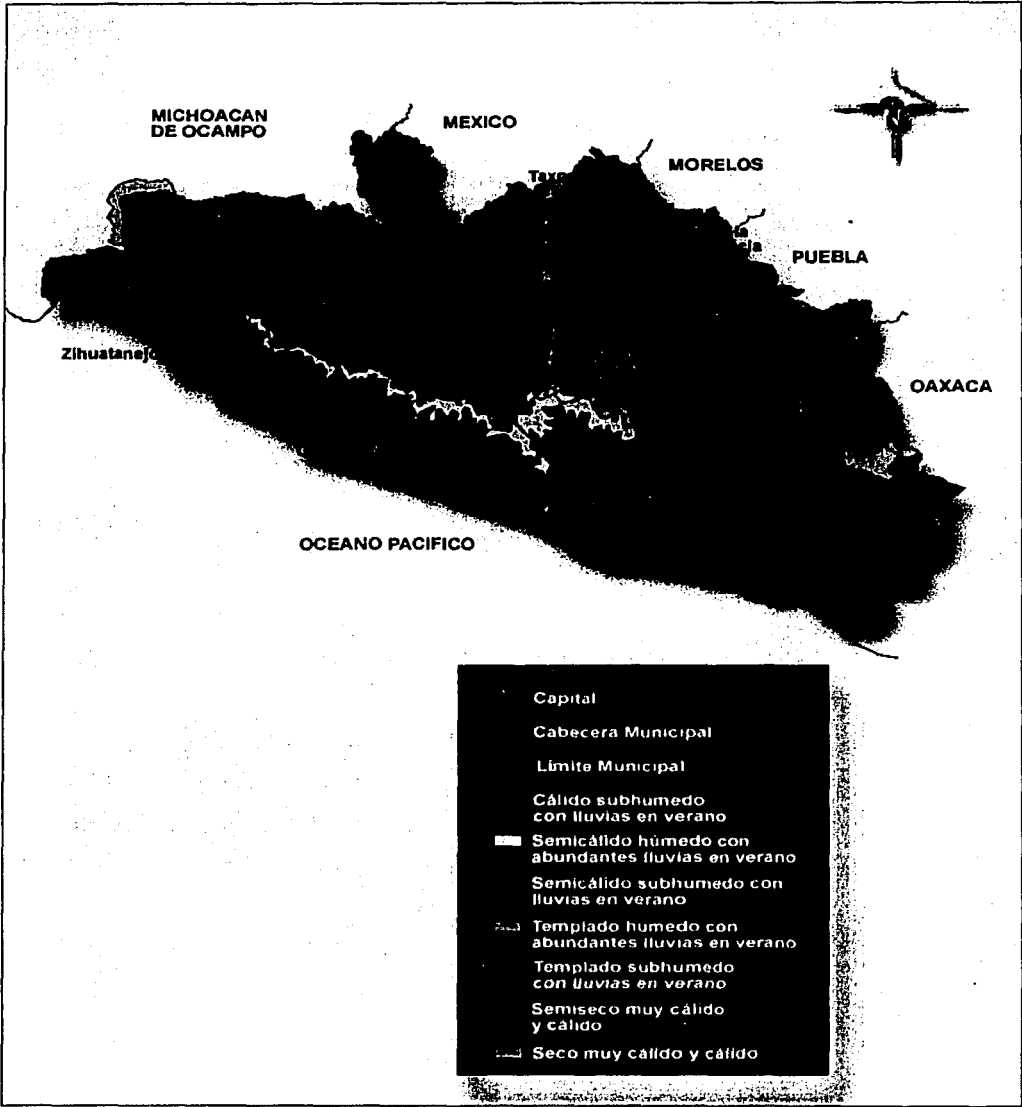


Figura 2. Climas del Estado de Guerrero (fuente:www.inegi.gob.mx).

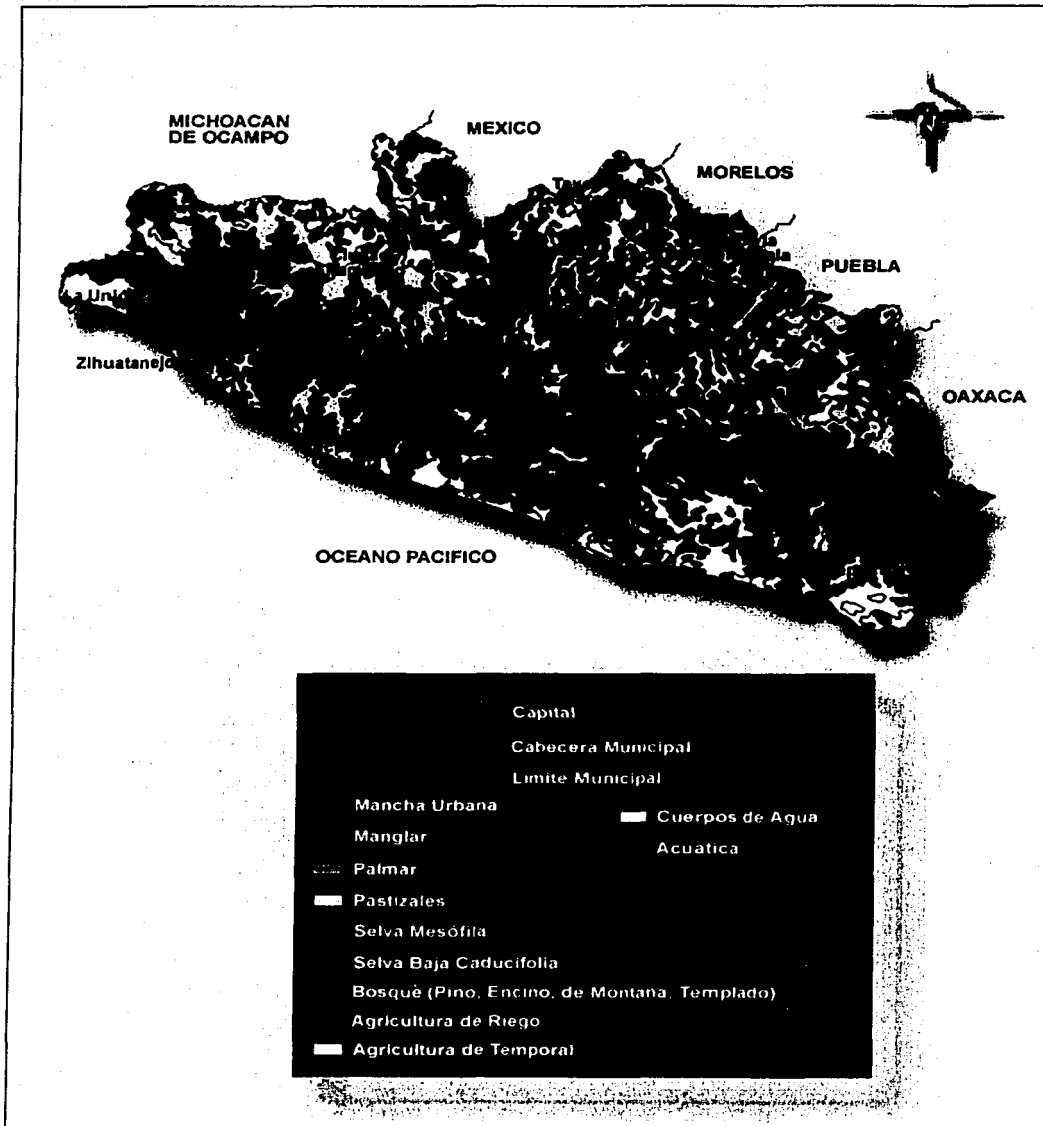


Figura 3. Vegetación del Estado de Guerrero (fuente:www.inegi.gob.mx)

II.3 FISIOGRAFÍA

Fisiográficamente, el estado de Guerrero pertenece a la provincia de la Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964) y, a su vez se divide en cinco subprovincias: Sierras del Norte, Depresión del Balsas, Cordillera Costera del Sur, Lomeríos de la Vertiente Pacífica y Planicies Litorales; de las cuales la primera tiene una orientación N-S y las cuatro restantes E-W (Fig. 4 C.R.M. 1999).

El área de estudio se encuentra localizada fisiográficamente en la subprovincia de la Cordillera Costera del Sur y delimita con los Lomeríos de la vertiente pacífica. El sector más elevado de la región se encuentra al Norte en el cerro Tepoxtepec y el cerro Grande (ver Mapa Geológico) compuestos de calizas, tienen una altura de 2640 m.s.n.m. y 2060 m.s.n.m. respectivamente. La Sierra de Alquitrán formada por rocas volcánicas alcanza una altura de más de 2600 m.s.n.m. en la parte Norte y en la parte Sur incluye el cerro del Toro, La Ciénega y el cerro La Vaca cuyas altitudes van de 1600-1660 m.s.n.m.

En el Estado de Guerrero las partes altas están constituidas por las Sierras del Norte, con orientación N-S se caracterizan por la ruptura de pendiente que se observa en las laderas. La Cordillera Costera del Sur se desarrolla a lo largo de casi 500 km, paralelamente a la Costa del Pacífico, y su cresta

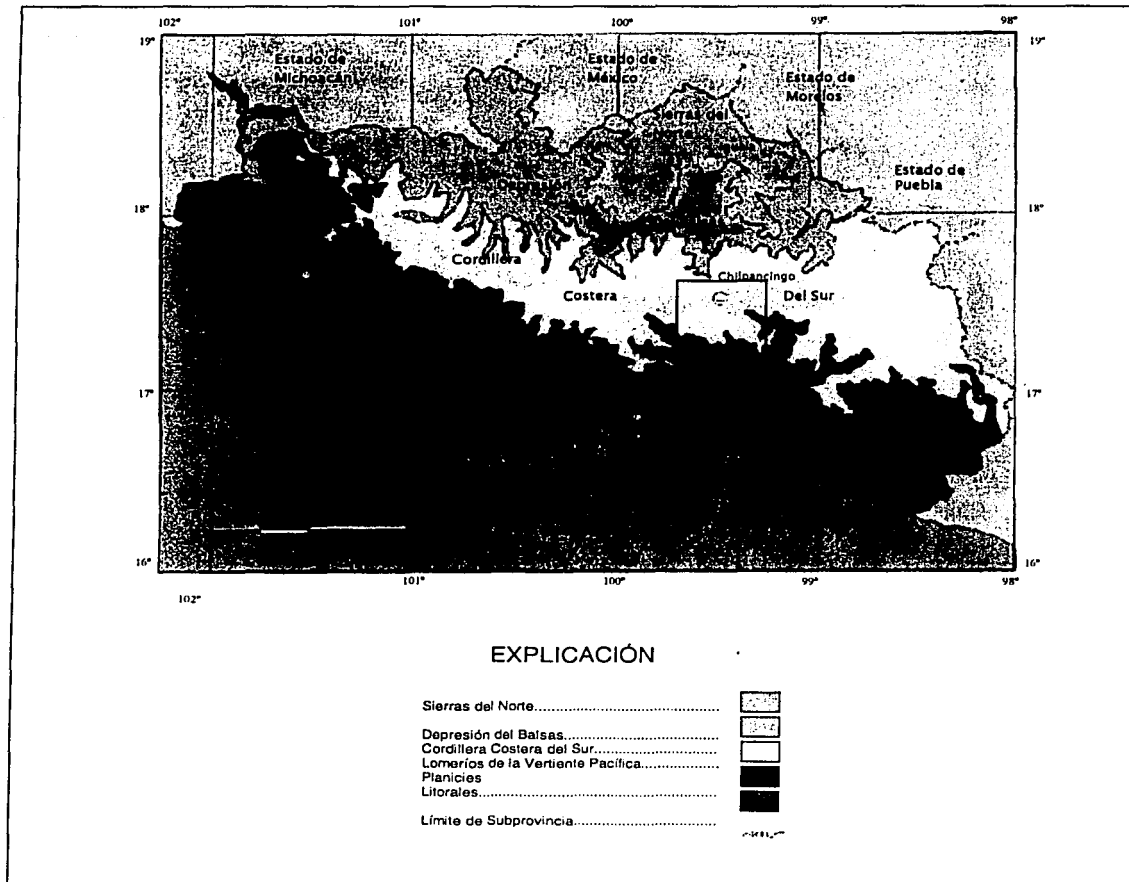


Figura 4. Subprovincias fisiográficas de Guerrero. (Monografía Geológico-Minera del estado de Guerrero, C.R.M. 1999)

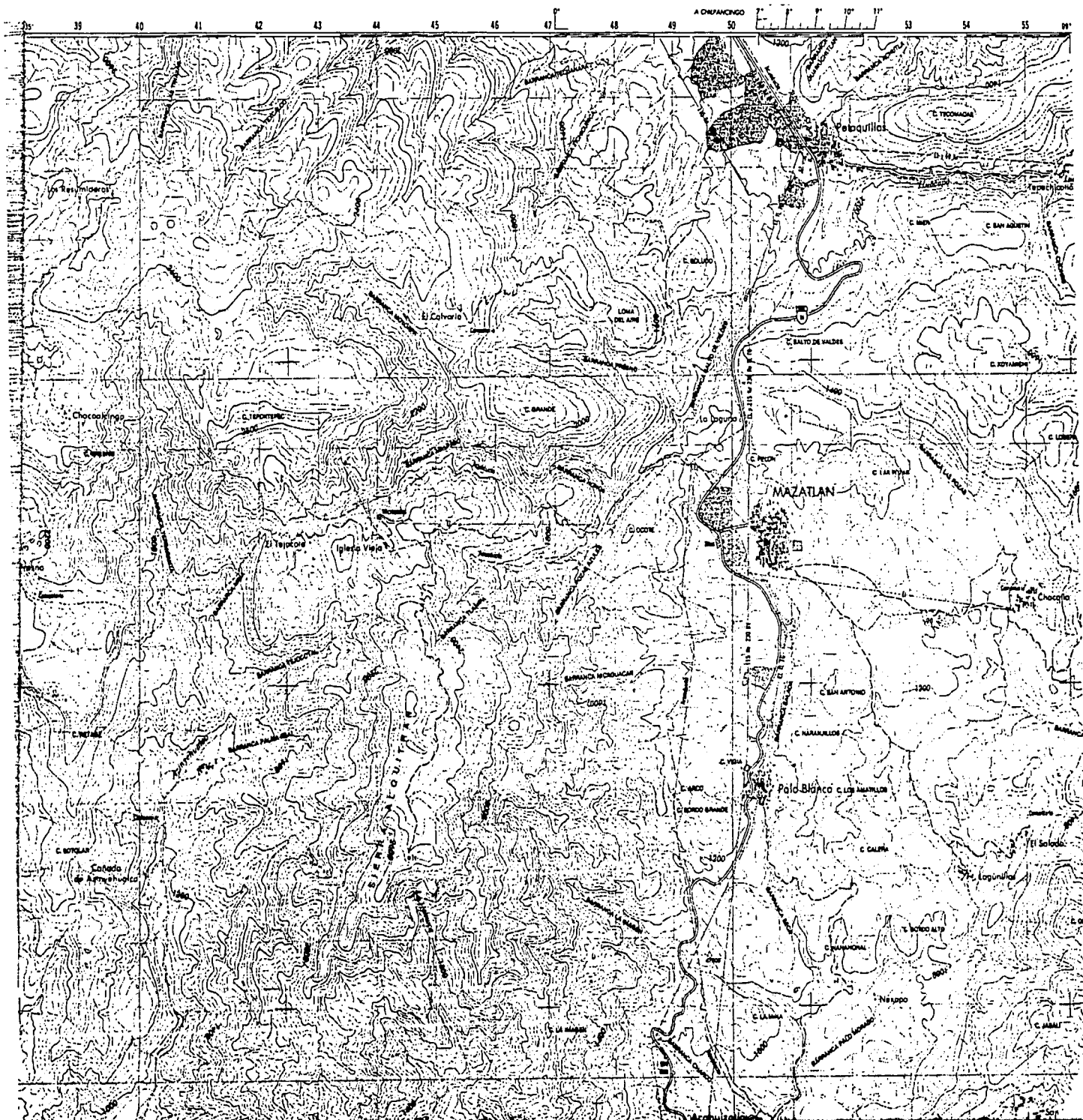
presenta una altitud casi constante, de poco más de 2000 m.s.n.m. aunque cuenta con algunas prominencias que sobrepasan los 3000 m.s.n.m. Las laderas hacia el sur, correspondientes a la vertiente del Pacífico, tienen una pendiente uniformemente fuerte y se denominan Lomeríos de la

Vertiente Pacífica, que aproximadamente a 200 m.s.n.m. se convierten en las Planicies Litorales. Las laderas hacia el Norte que drenan al Balsas forman la unidad fisiográfica de la Depresión del Balsas, con elevación de aproximadamente 300 a 1,000 m.s.n.m. La dinámica que esta cuenca ha experimentado bajo las influencias de los importantes sistemas orogénicos que la rodean, hace pensar en una unidad en cuyo interior se puede distinguir diversos tipos de fosas, como los llanos de Tierra Caliente y los valles de Iguala, Cocula y Amacuzac (SEPLAP, 1985).

II.4 OROGRAFÍA

La orografía del área estudiada se conforma básicamente de tres franjas montañosas con un desnivel máximo de 1800 m entre la Sierra Alquitrán (2880 m) y la cota más baja del Río Ocotito (800 m) Fig.5. La sierra más conspicua es la central caracterizada por su forma elíptica alargada en dirección N-S, con un eje menor de 10 km y uno mayor de 19 km dicha serranía se conoce con el nombre de Sierra de Alquitrán.

El sector serrano occidental se extiende más allá del límite del área, se caracteriza por un límite rectilíneo que corresponde con la falla que tiene una longitud aproximada dentro de la zona de 10 km. En la porción septentrional se presenta una depresión de traza burdamente circular en donde están alojados los poblados de Mazatlán y Palo Blanco (Fig.5.).



En el sector oriental se reconoce un cordón serrano orientado E-W limitado con la parte central por fallas.

II.5 HIDROGRAFÍA

Dentro de la zona de estudio se encuentra el parteaguas de dos sistemas hidrográficos principales comprendidos en la Sierra Madre del Sur. Estos son: el sistema hidrográfico del Río Balsas y el sistema hidrográfico del Río Papagayo. El Río Balsas tiene un rumbo general este-oeste y corren sus aguas en la misma orientación, hasta desembocar en el Océano Pacífico en la Bahía de Petacalco. El Río Papagayo vierte sus aguas en el Océano Pacífico, cerca del Puerto de Acapulco (Fig.5.1).

La mayor parte de la red hidrográfica que tenemos drena de norte a sur y se unen al Río Papagayo. En la frontera norte del área de estudio se encuentra el Río Huacapa (Fig.5), arroyo que corre en el Valle de Chilpancingo, el cual tiene su origen en la cuenca de Omiltemi. Al este de la Sierra de Alquitrán tenemos el Río Chapolapa que resurge en las cercanías del poblado de Mazatlán y pasa por Chacotla y Palo Blanco. Al sureste, el Río Escondido se convierte en el Río Chapolapa. El Río Soyatepec entronca con el Río Cochoapa, que nace en el valle de Azinyehualco, al oeste de la Sierra de Alquitrán. En la parte suroeste fuera del área de estudio está el Río El Potrero que es un afluente del Río Papagayo; el Río Hamaca, también al suroeste, nace en las faldas de la Sierra de Alquitrán en

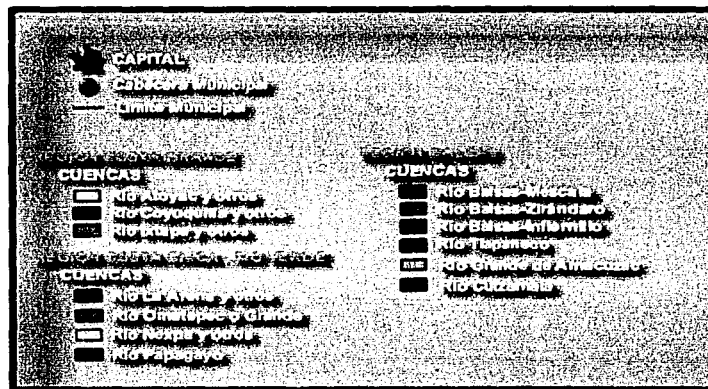
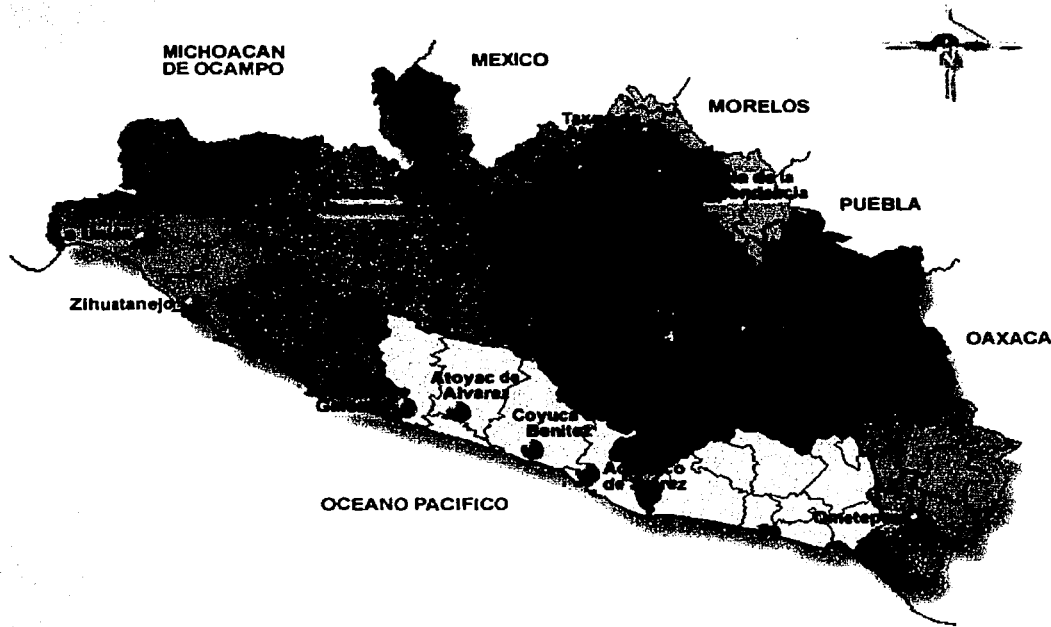


Figura 5.1. Cuencas Hidrológicas del Estado de Guerrero (www.inegi.gob.mx).

el cerro Los Cajones y en La Ciénega, posteriormente se junta con el Río Azinyehualco.

el cerro Los Cajones y en La Ciénega, posteriormente se junta con el Río Azinyehualco.

También encontramos el Río Agua Zarca que se convierte en Tlahuizapa y posteriormente en Cochoapa, es ahí donde encontramos la cabecera del Papagayo que nace en el valle del Ocotito. Finalmente al sureste, en el poblado del Rincón de la Vía existe una presa alimentada por afluentes del Río Escondido y manantiales provenientes de la Sierra de Alquitrán (Fig.5).

II.6 GEOMORFOLOGÍA

La conformación del relieve del área ha evolucionado con base en el modelado de dos tipos de relieve principales. Burdamente se puede señalar que el relieve del área corresponde a rocas sedimentarias y volcanosedimentarias alrededor de las rocas volcánicas pertenecientes a la Sierra de Alquitrán.

Este relieve se observa modificado por la dislocación ocasionada por fallas normales, tal como se observa al poniente, donde se presenta un escarpe de falla de 800 m labrado en rocas intrusivas.

En la parte central, la Sierra de Alquitrán está conformada de cuerpos tabulares ligeramente inclinados hacia el Norte, presenta escarpes que son favorecidos por el contraste en resistencia a la erosión de la unidad clástica subyacente (Formación Agua de Obispo).

En la planicie meridional resaltan algunas lomas tanto de las rocas calcáreas como del material clástico (Fig.6). Hacia el oriente el modelado de las rocas sedimentarias ha conformado un relieve kárstico en el cual se han infiltrado algunas corrientes. En dicho sector se observa en una depresión en donde se alojan los poblados de Mazatlán y Palo Blanco.

En el área de estudio, la Sierra de Alquitrán contiene el parteaguas de los dos sistemas fluviales principales con un patrón predominante de drenaje tipo dendrítico con afluentes rectilíneos que expresan el fracturamiento de las unidades de roca.

Se observan algunos domos alargados dispuestos conforme a una traza semicircular en la periferia del sector sur de la Sierra de Alquitrán. En este sector se encuentra el poblado del Ocotito en una planicie. En esta parte localizamos lomas de rocas volcanosedimentarias y calizas.



Figura 6. Vista panorámica desde la carretera a Mazatlán. En primer plano se aprecian lomeríos calcáreos y conglomeráticos del valle de Mazatlán. En segundo plano la silueta de la Sierra de Alquitrán caracterizada por laderas escarpadas.

CAPITULO III. *GEOLOGÍA*

III.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La geología de Guerrero resulta complicada debido a que en esta área se encuentran en contacto tres diferentes terrenos. (Monografía C.R.M. 1999) El término "terreno tectonoestratigráfico" se aplica para explicar la yuxtaposición de unidades de la corteza, limitados por fallas que son diferentes en litología, deformación y edad de su basamento. El territorio mexicano está compuesto por un conjunto de terrenos, que de acuerdo a Campa y Coney, (1983) fueron unidos mediante acreción al la margen austral de América del Norte durante el Fanerozoico (Fig 7 y 8).

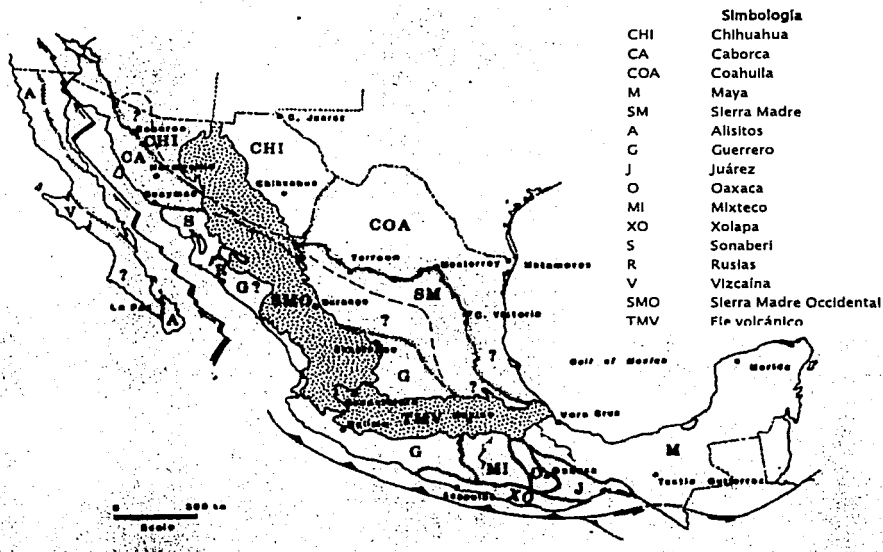


Figura 7. Terrenos Tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983).

El Terreno Mixteco abarca cerca de 35,000 km² del territorio nacional se encuentra localizado en porciones del sur de los Estados de Morelos y Puebla, oeste de Oaxaca y este de Guerrero.

Hacia el *norte*, el terreno Mixteco está cubierto por derrames lávicos pertenecientes a la Faja Volcánica Transmexicana, arco volcánico continental activo producido debido a la subducción de las Placas Cocos y Rivera, remanentes de la Placa Farallón bajo la estructura continental del sur de México.

El Terreno Mixteco limita además al sur con el Terreno Xolapa, al este por el Terreno Oaxaca y al oeste con el Terreno Guerrero.

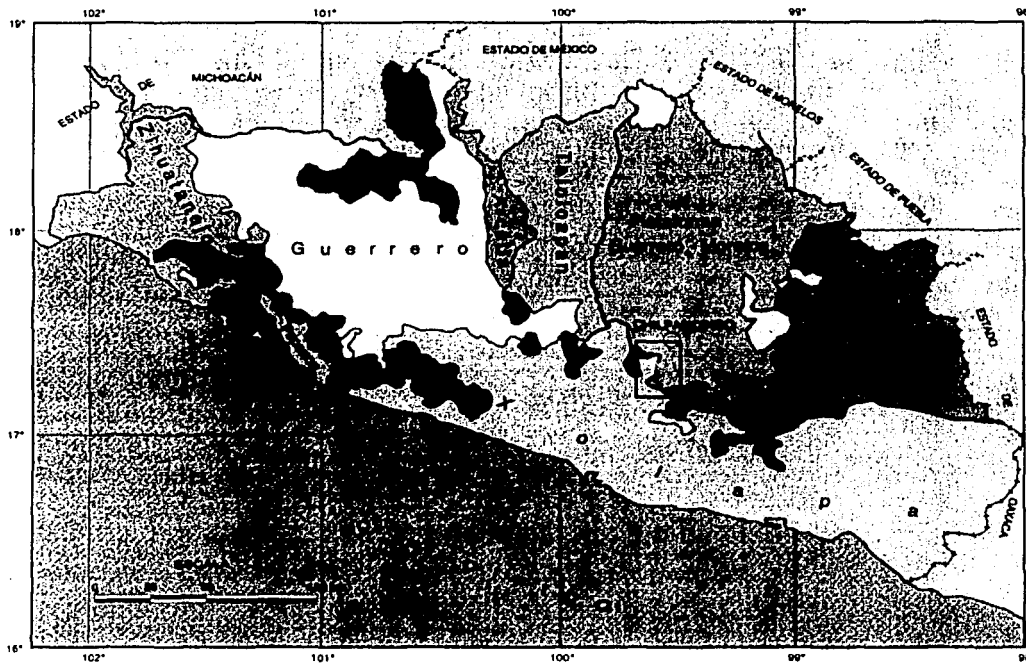
El límite *sur* del Terreno Mixteco está en contacto con el Terreno Xolapa. En esta área el contacto es de carácter tectónico representado por la falla de Chacalapa constituida por milonitas que indican la exhumación progresiva tanto de la margen continental como de la zona de cizalla en sí (Tolson, 1998) . El límite *oeste* del Terreno Mixteco es tectónico representado por la cabalgadura de Papalutla (Sedlock et al., 1993). En esta estructura reportan al complejo Acatlán cabalgando a las calizas de la Formación Morelos. El límite *este* se define por la falla Caltepec que representa la yuxtaposición de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño (Sedlock et al., 1993).

El Terreno Mixteco consiste de dos conjuntos de unidades, uno caracterizado por granitoides y rocas ultramáficas el cual está yuxtapuesto tectónicamente al otro conjunto consistente en migmatitas, metasedimentos y esquistos verdes; de acuerdo a (Ortega-Gutiérrez, 1978;

Ruiz-Castellanos, 1979; Yáñez et al., 1991) el basamento es de edad Paleozoico Inferior.

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 (Yáñez et al., 1991).

El Complejo Acatlán está cubierto discordantemente por secuencias sedimentarias, una Paleozoica compuesta por las Formaciones Matzitzí, Olinalá y Patlanoaya. También aparece cubierta por unidades Mesozoicas de carácter clástico en la base y marinas en la cima.



EXPLICACION





- Limite de terreno 
- Limite de subterreno y otros tipos de roca 
- Principales cuerpos de roca ígnea intrusiva que enmascaran contactos de terrenos 
- Principales afloramientos de rocas terciarias que enmascaran contactos de terrenos 

Figura 8. Terrenos tectonoestratigraficos del estado de Guerrero. La ubicación que tiene el área de este trabajo se localiza entre los terrenos Mixteco, Guerrero y Xolapa.

Figura tomada de la Monografía C.R.M. 1999.

III.2 ESTRATIGRAFÍA

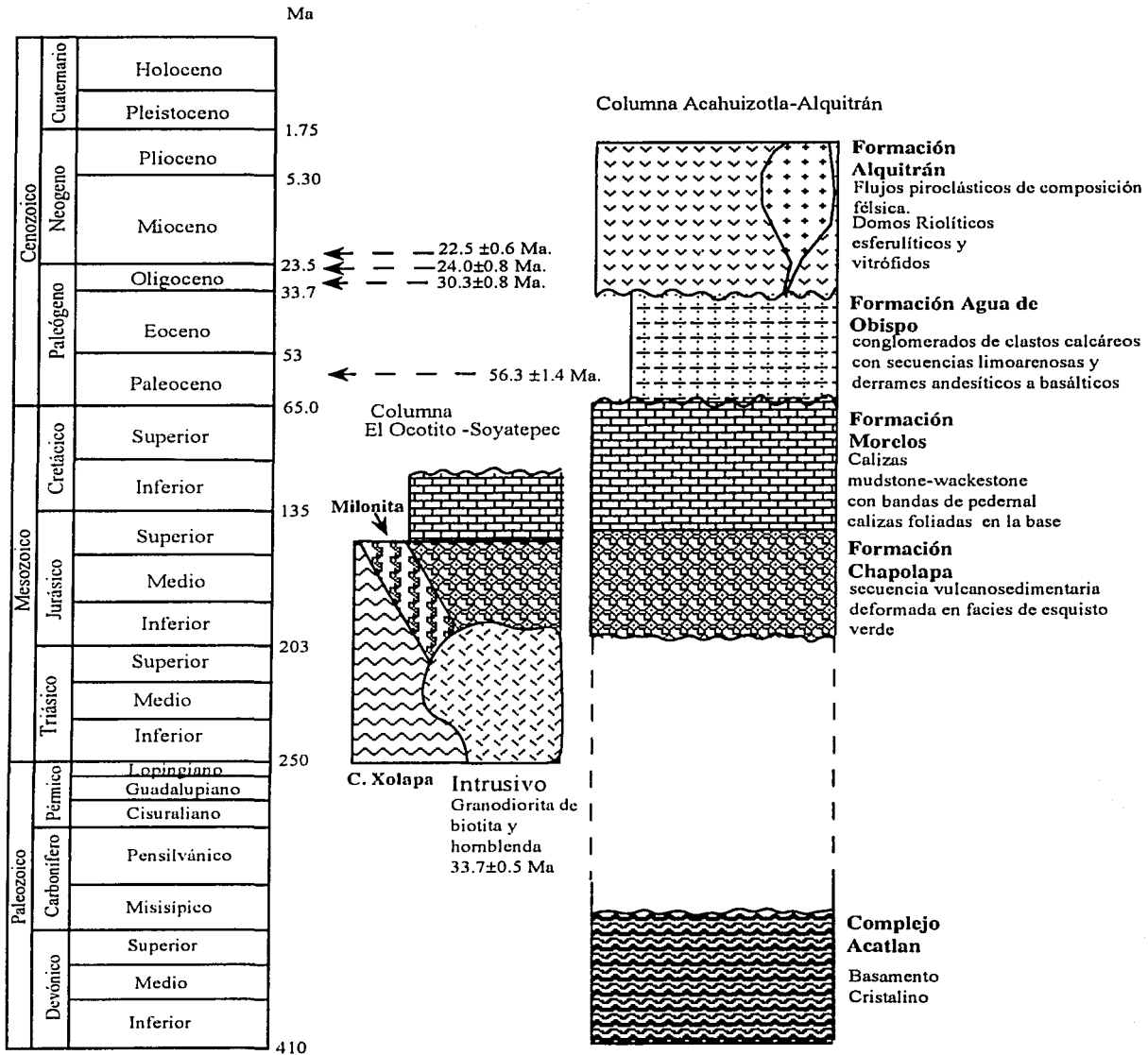
El registro geológico del área comprende tanto unidades de origen metamórfico correspondientes a los Complejos Acatlán y Xolapa; como a unidades litoestratigráficas de origen marino y continental entre las marinas se encuentran la Formación Chapolapa y la Formación Morelos, mientras que en las continentales figura la Formación Agua de Obispo y la Formación Alquitrán. Además en el área afloran tres cuerpos intrusivos silícicos.

En la figura 8.1 se presentan las columnas estratigráficas con una descripción sintética y los fechamientos isotópicos considerados.

III.2.1 COMPLEJO ACATLÁN

Paleozoico (Devónico)

Al Complejo Acatlán lo definió Ortega-Gutiérrez (1978) quien ubicó su localidad tipo en la región de Acatlán en el Estado de Puebla. Se extiende aproximadamente 110 km en dirección N-S con anchura máxima de 120 km. Sus afloramientos más septentrionales se encuentran al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, se considera que su límite norte está cubierto por las rocas volcánicas de la Faja. Limita al este con el Complejo Oaxaqueño mediante un contacto tectónico, el límite oeste no está bien definido porque está cubierto y oculta la relación con el Terreno Guerrero.



Marcela Errasti Orozco
Tesis de Licenciatura
Junio , 2002

Figura 8.1. Columna estratigráfica.

Sedlock et al., (1993) consideraron la cabalgadura de Papalutla como su límite oeste. Hacia el sur limita con el Complejo Xolapa por contacto tectónico el cual se asocia con los fenómenos de desplazamiento del Bloque de Chortis (Schaaf et al., 1995).

Este complejo ha sido subdividido litoestratigráficamente en dos subgrupos: el subgrupo *Petlancingo* (Acatlán inferior) y el *Acateco* (Acatlán superior). El primero es la unidad estructuralmente inferior que consiste de un paquete de rocas metasedimentarias pertenecientes a la Formación Cosoltepec, Chazumba y Migmatita Magdalena que se consideran como una secuencia de trinchera y de ante-arco en una margen continental convergente. El segundo subgrupo, el subgrupo *Acateco* considerado como la unidad superior presenta eclogitas, rocas ultramáficas y metasedimentos de la Formación Xayacatlán; también lo conforman granitos de alta presión con migmatitas denominados Granitoides Esperanza. (Ortega-Gutiérrez et al., 1999).

En el Complejo Acatlán se han diferenciado seis fases de deformación diferentes, en función de las facies metamórficas, grado de ductibilidad y correlación temporal. En cuanto a su interpretación tectónica se considera un evento de colisión continental durante el Ordovícico tardío-Silúrico temprano, denominado Orogenia Acatecana (Ortega-Gutiérrez et al., 1999).

El grado de metamorfismo del Complejo Acatlán varía aumentando paulatinamente de poniente a suroriente, hasta llegar a la parte alta de la

facies de anfibolita y los niveles de migmatización anatexítica (Ortega-Gutiérrez, 1978).

El Complejo Acatlán aflora en el área de estudio, al este del Cañón de Acahuizotla sobre el Río Escondido, donde podemos encontrar afloramientos de este complejo; así como en el sureste del área en el Río Omitlán. En la parte oeste del área no existen afloramientos de este Complejo.

Sobreyaciendo al Complejo Acatlán en contacto tectónico se encuentra la Formación Chapolapa y la Formación Morelos.

III.2.2 *COMPLEJO XOLAPA*

El Complejo Xolapa fue definido por De Cserna (1965) quien lo considera tentativamente del Paleozoico. Dicho autor lo caracteriza como una secuencia de rocas metasedimentarias de intensidad de metamorfismo variada y la mayor parte de origen clástico, que afloran a lo largo de la carretera Federal México-Acapulco principalmente entre El Ocotito y Acapulco. La localidad tipo se localiza en la barranca de Xolapa al este del poblado de Xaltianguis, aunque cabe mencionar que la descripción de la localidad tipo de esta secuencia metamórfica no corresponde a la mayor parte de los afloramientos del complejo (Hernández-Bernal, 1995). Los tipos de roca que componen este complejo según De Cserna (1965), varían de esquisto de biotita a gneiss de biotita afectados por cuerpos de

pegmatita deformados, diques máficos e intrusiones graníticas, con algunos horizontes de cuarcita y mármol cipolino.

En trabajos más recientes se consideró que el Complejo Xolapa se extiende a lo largo de la margen continental Pacífica en el Sur de México a lo largo de 600 km y con un ancho variable de 50-150 km, desde Acapulco hasta la zona del Istmo de Tehuantepec y que en gran parte del Complejo se emplazaron plutones no deformados ampliamente distribuidos (Guerrero-García, 1975; Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa y Coney, 1983) cuerpos pegmatíticos y enjambres de diques máficos y aplíticos. Para éste Complejo, Ortega-Gutiérrez (1981) consideró un espesor mínimo de 10 km. En la localidad tipo de la Barranca de Xolapa Alaníz-Alvarez (1997) distinguió tres unidades: granito de dos micas, cinco unidades metamórficas compuestas por anfibolitas, gneiss de biotita, metagrauvaca, esquisto pelítico y un ortogneis granítico, por último dos unidades de rocas ígneas en forma de diques félsicos, de diabasa y andesita. El conjunto metamórfico define una facies de anfibolita.

El Complejo Xolapa es el conjunto metamórfico que constituye al basamento del Terreno Xolapa. Este terreno colinda con el terreno Guerrero al noroeste (Campa y Coney, 1983), en la parte norte con los Terrenos Mixteco y Oaxaca, al noreste con el Terreno Juárez y al suroeste con la trinchera de Acapulco. Los límites con el Terreno Oaxaca se encuentran con la franja milonítica denominada Falla Chacalapa que

presenta una convexidad hacia el Pacífico (Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel, 1986). Al occidente, se ubica en la región de Tierra Colorada, Estado de Guerrero, la frontera entre el Terreno Mixteco y el Terreno Xolapa. El límite de éstos terrenos está comprendido por una franja deformada de 1 km de ancho con milonitas, ultramilonitas y cataclastitas derivadas del Complejo Xolapa y de rocas volcanosedimentarias de la Formación Chapolapa y algunas calizas de la base de la Formación Morelos. Los rasgos cinemáticos de esta franja milonítica revelan un fallamiento normal, el cual presenta una deformación progresiva desde un carácter dúctil hasta el frágil (Riller et al., 1991) y la edad de la deformación dúctil está entre 90 Ma de la Formación Morelos y 34 Ma de la granodiorita que la corta (Herrmann et al., 1992). El contacto entre los terrenos Xolapa y Guerrero aún no está bien definido porque en ese límite se han emplazado plutones que oscurecen sus rasgos estratigráficos y estructurales.

Al suroeste del terreno Xolapa, que llega hasta la costa, está limitado por la trinchera que aproximadamente se encuentra a 60 km de la costa del sector Pinotepa Nacional-Puerto Escondido-Huatulco.

Morán-Zenteno (1992) reconoce dos eventos magmáticos principales que con fechamientos de Rb-Sr se estipula que el primer evento ocurrió en el Cretácico temprano, sustentado en el fechamiento de rocas plutónicas deformadas del Complejo Xolapa con edades de intrusión que varían entre 144 y 128 Ma. El segundo evento magmático ocurrió al inicio del Terciario

(55 Ma) y ocasionó el emplazamiento de los cuerpos plutónicos no deformados.

La edad del Complejo Xolapa no ha sido establecida con claridad, se han realizado métodos isotópicos que determinaron edades que van de Precámbrico–Paleozoico para el protolito y Cretácico Tardío–Terciario temprano para la migmatización (Herrmann et al., 1994).

En el área de estudio encontramos el Terreno Xolapa al sur de la Sierra de Alquitrán. En particular, el tronco de Tierra Colorada intrusión a las calizas de la Formación Morelos y a las milonitas de la Formación Chapolapa.

III.2.3 FORMACIÓN CHAPOLAPA

Mesozoico

Jurásico superior – Cretácico inferior

La Formación Chapolapa fue definida por De Cserna (1965) e incluye una secuencia de rocas volcanosedimentarias, que consiste en tobas, areniscas, lútitas y conglomerados mostrando una unidad inferior de color verdoso y otra unidad superior en color morado. La primera presenta elementos volcánicos de composición andesítica a riolítica y la segunda parte presenta en el conglomerado gran contenido de fragmentos de cuarzo que sugiere fueron producidos por erosión de terrenos metamórficos.

La localidad tipo se encuentra en el poblado de Acahuizotla en el Valle del Río Chapolapa. Descansa sobre el Complejo Acatlán y está cubierta por la Formación Acahuizotla y por la Formación Morelos (De Cserna, 1965); dicho autor consideró dentro de esta formación a la secuencia clástica del Grupo Consuelo por encontrarlo interdigitado con la parte superior de la Formación Chapolapa que corresponde al conglomerado con cuarzos. De Cserna (1965) considera para la unidad una edad de Triásico tardío-Jurásico Temprano. La Formación Chapolapa se depositó en un ambiente continental con vulcanismo penecontemporáneo (Araujo, 1980).

Sabanero-Sosa (1990), propone que se trata de un conjunto de rocas metamorizadas en facies de esquisto verde cuyo protolito son rocas volcánicas y volcaniclásticas de composición andesítica a riolítica correspondiendo al paquete inferior verdoso que el autor considera de edad Jurásico tardío a Cretácico temprano. Sabanero-Sosa (1990) menciona que la unidad superior morada está compuesta por areniscas y conglomerado con líticos de caliza del Aptiano-Albiano. En cuanto a la litología menciona rocas metavolcánicas predominando las metatobas, metalavas y metaconglomerados interdigitados con filitas.

Los contactos son tectónicos, al norte está en contacto con la Formación Morelos y con la Formación Mexcala por una falla vertical. Sobreyace tanto a rocas del Complejo Xolapa, como del Complejo Acatlán y rocas más recientes del Cretácico-Terciario. La Formación tiene más de 1000 m de

espesor y sobre el Río Chapolapa se reportan 800 m (Sabanero-Sosa, 1990).

Durante el trabajo de campo que se realizó se observó que la Formación Chapolapa está formada por una secuencia volcanoclástica en la cual abundan los conglomerados con fragmentos de cuarzo y areniscas. Predomina el cuarzo lechoso y fragmentos volcánicos de composición silícica. En ésta formación los eventos volcánicos resultan abundantes y principalmente son de composiciones félsicas a intermedias.

Los dos cuerpos líticos que mencionan los autores previos se distinguen bien en el área, en la denominada parte inferior un conglomerado polimíctico con matriz arenosa de grano medio de color verde dado por la clorita y epidota con abundantes fragmentos de cuarzo. En la parte superior de color morado encontramos pizarras, cuarcitas, areniscas y conglomerados compuestos por fragmentos de cuarzo en matriz arenosa.

El contacto inferior descansa sobre el Complejo Xolapa y su contacto superior está cubierto indistintamente por sedimentos del Jurásico medio (Grupo Tecocoyunca), del Cretácico inferior o bien por la Formación Morelos del Cretácico medio.

Ubicamos afloramientos de ésta formación al Este de la región en estudio sobre el cañón de Acahuizotla y al Sur de la Sierra de Alquitrán . Se presenta también en la parte sur de Tierra Colorada. En estos lugares la formación se observa contigua a la franja milonítica que pone en contacto los dos niveles corticales considerados como el Terreno Mixteco al Norte y

por el Complejo Xolapa al Sur. En el cañón de Acahuizotla se observa la formación en contacto con el Complejo Acatlán. La Formación Morelos sobreyace a la Chapolapa por contacto tectónico.

La Formación Chapolapa en la parte sur del área se encuentra en contacto tectónico con el Complejo Xolapa, con el desarrollo de un cinturón milonítico que afecta a rocas de la Formación Chapolapa y rocas del Complejo Xolapa. Las rocas deformadas del cinturón milonítico están compuestas por ultramilonitas, milonitas y protomilonitas, en facies de esquistos verde, este cuerpo de la Formación Chapolapa es parte de la secuencia verde mencionada por otros autores (Hernández-Treviño, comunicación personal).

III.2.4 *FORMACIÓN MORELOS*

Cretácico Medio

La Formación Morelos fue definida por Fries (1960) como una potente sucesión de calizas y dolomitas con lentes y bandas de pedernal, de edad Albiano-Cenomaniano que aflora en grandes extensiones en los Estados de Guerrero, México y Morelos, en donde se encuentra su localidad tipo. El depósito de la Formación Morelos fue originado por una transgresión durante el Albiano, cuando había una relativa estabilidad tectónica que favoreció las condiciones ambientales adecuadas para la precipitación de grandes cantidades de carbonato de calcio y la dolomitización de las calizas en condiciones lagunares con abundantes organismos bentónicos

(Araujo, 1980). El espesor de esta unidad medido por Fries (1960) fue de 900 m y Sabanero (1990) reporta un espesor entre 800 y 1000 m.

Según las observaciones de campo esta formación consiste principalmente de calizas de mudstone a wackestone de color gris oscuro al fresco y gris claro al intemperismo con gran cantidad de vetillas de calcita y bandas de pedernal negro de 3 cm de ancho promedio. La secuencia de calizas presenta estratificación mediana (Fig. 9).

En virtud de sus relaciones de campo se considera como la base de la Formación Morelos una secuencia calcárea foliada sin pedernal (Fig. 10), que De Cserna (1965) consideró como Formación Acahuizotla.

Las calizas de la Formación Morelos están superpuestas a la Formación Chapolapa por contacto tectónico, la Formación Morelos está compuesta en su base por estratos delgados de 5 a 10 cm intercalados con horizontes de lutitas y con bandas de pedernal, hacia la cima predominan estratos más gruesos con bandas discontinuas de pedernal.

La unidad conforma las montañas que bordean a la Sierra de Alquitrán (Fig. 21). Encontramos a la Formación Morelos en la parte sur de Tierra Colorada en donde se observa sobreyaciendo a la Formación Chapolapa aunque al oeste de este mismo sector en el poblado conocido como Papagayo está en contacto tectónico sobre el Complejo Xolapa.



Figura 9. Calizas de la Formación Morelos afloramiento en el Arroyo Poza Azul (en mapa ME110).

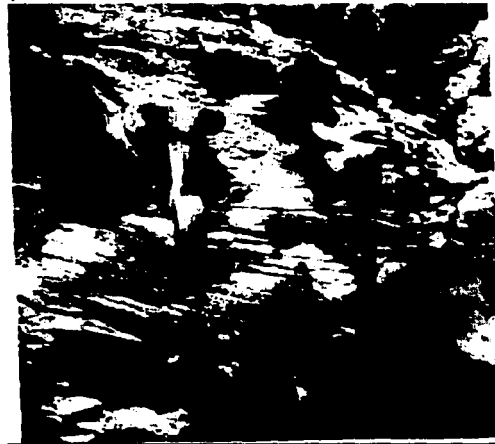


Figura 10. Calizas foliadas de la base de la F. Morelos en el Arroyo Poza Azul.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

En las cercanías de los poblados El Ocotito y Tejocote así como en la Cañada de Azinyehualco, la Formación Morelos se presenta como mármoles por el efecto de metamorfismo de contacto con los granitoides de Tierra Colorada y Azinyehualco (Fig. 21).

III.2.5 FORMACIÓN AGUA DE OBISPO

Paleógeno (Paleoceno)

A esta Formación la define De Cserna (1965), y la describe formada principalmente por rocas volcanoclásticas y algunos derrames de piroclastos de composición andesítica o latítica, designando como su localidad tipo los afloramientos que se encuentran entre los km 306 y 311 de la carretera México-Acapulco. De Cserna (1965) menciona que los derrames piroclásticos están poco piroconsolidados y se interestratifican con rocas epiclásticas que constituyen la mayor parte de la Formación Agua de Obispo y la considera de edad Oligocénica tardía.

Según las observaciones de Sabanero (1990) la litología consiste en areniscas, limolitas, conglomerados volcánicos de color gris claro, rosa o morado claro con estratificación mediana o en menor proporción gruesa de composición andesítica o dacítica. En los afloramientos que se encuentran entre Mazatlán y Acahuizotla se pueden observar areniscas, limolitas y conglomerados volcánicos de color gris, morado y algunos estratos delgados verdosos. En el valle de Mazatlán se observa la interdigitación de

esta formación con la Formación Balsas, lo que indica que parcialmente son contemporáneas, (Sabanero, 1990).

En la base se observó un conglomerado de clastos de caliza (Fig.12) y rocas volcánicas de composición dacítica y andesítica. En la cima la secuencia es limoarenosa color pardo oscuro, con algunos horizontes conglomeráticos.

En el valle de Mazatlán se observa el contacto inferior discordante entre las calizas de la Formación Morelos y la Formación Agua de Obispo. En esta zona aflora una dacita de biotita que cubre a las calizas. Sobre estas coladas observamos un conglomerado de clastos de caliza con una matriz arenosa producto de la destrucción de la dacita y posteriormente predominan los estratos limo-arenosos con intercalaciones de conglomerados y de tobas de caída. En el sur de la Sierra de Alquitrán la Formación Agua de Obispo no presenta la dacita de biotita basal, en su lugar presenta un conglomerado con clastos de caliza y después; ya en la secuencia volcanoclástica, se intercalan algunas coladas andesíticas.

La Formación Agua de Obispo subyace por discordancia angular a la Formación Alquitrán (Fig. 11) y se observa en la Sierra del Alquitrán y en el norte del Valle de Mazatlán.

En las cercanías de Chilpancingo, fuera del área estudiada, se obtuvo un fechamiento por K-Ar en biotitas de una dacita obteniendo una edad de 56.3 ± 1.4 Ma (Hernández-Treviño et al., 1996) correspondiente al Paleoceno.

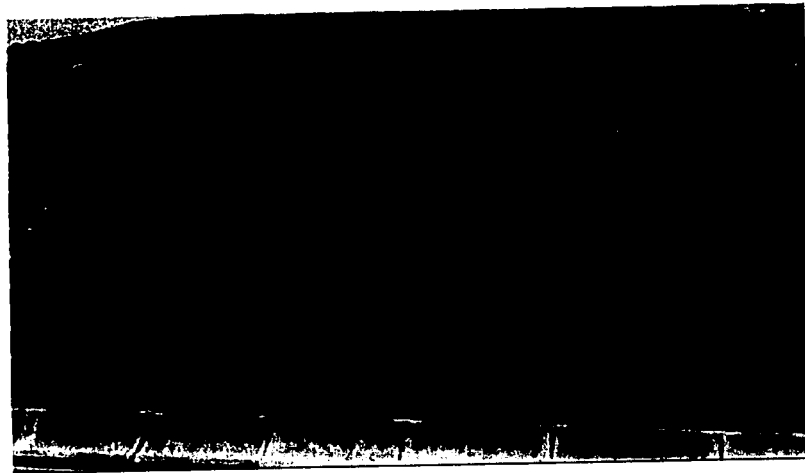


Figura 11. Ignimbrita de la Formación Alquitrán discordante a la Formación Agua de Obispo.



Figura 12. Conglomerado de la Formación Agua de Obispo en el Arroyo Poza Azul.

III.2.6 FORMACIÓN ALQUITRÁN

(Oligoceno–Mioceno)

La define De Cserna (1965) como una unidad estratigráfica consistente en derrames piroclásticos de composición riodacítica con piroconsolidación variable, que presenta un espesor de 800 m, cubre discordantemente a la Formación Agua de Obispo. Considera como localidad tipo al Cerro Alquitrán, al sur de Chilpancingo, Guerrero.

Sabanero (1990) describe la litología de esta Formación como derrames ignimbríticos de composición riolítica a riodacítica de color gris claro, rosado a rojizas. De Cserna (1965) menciona como la base de la Formación Alquitrán a un derrame piroclástico de color verde y de poca piroconsolidación ubicado entre el poblado de Mazatlán y el km 305 de la carretera federal México–Acapulco. En el presente trabajo se considera que dicho derrame corresponde a la cima de la Formación Alquitrán.

La Formación Alquitrán sobreyace a las Formaciones Balsas y Agua de Obispo. Al Sur de Acahuizotla descansa discordantemente sobre la Formación Agua de Obispo y al norte del mismo cubre las Formaciones Balsas y Morelos. En la región de estudio se reconoció a la Formación Alquitrán como la unidad litoestratigráfica más joven la cual está conformada por dos miembros: El basal (miembro inferior) de carácter ignimbrítico y el superior conformado por domos.

Miembro inferior

El miembro inferior consiste de un conjunto de flujos piroclásticos (Fig. 13) producto de eventos volcánicos de tipo explosivo, con un espesor total que se estima entre 800 y 1000 m. Dentro del área de este estudio se reconocieron doce unidades de flujos piroclásticos cuyas relaciones de superposición, espesores y extensión lateral no se establecieron detalladamente por las condiciones orográficas del área que dificultan el trabajo estratigráfico, por otra parte, el estudio estratigráfico detallado de la Formación Alquitrán está fuera del alcance de ésta tesis. El orden en que se describen enseguida expresa una cronología aproximada del más antiguo al más reciente. Las descripciones de las muestras mencionadas se pueden consultar en el Anexo Petrográfico y su localización se muestra en el Mapa Geológico (Fig.21).

Unidad I

Ignimbritas de textura eutaxítica medianamente soldadas, de composición silícica, con líticos accidentales y juveniles de 1-35 mm, subangulosos, mal clasificados, en una matriz vítrea y fragmentos de pómez. Se localizan al norte de la Sierra de Alquitrán, al suroeste y cerca del Rincón de la Vía en las Islas (EV 23, EV30, ME115).



Figura 13. Ignimbritas del miembro inferior de la Formación Alquitrán en el cerro del Toro.

Unidad II

Ignimbrita medianamente soldada, de color verde, composición silícica con matriz vítrea y líticos pequeños de 3 mm bien clasificados con fragmentos de pómez. Se ubica en la parte sureste de la Sierra de Alquitrán cerca de Agua de Obispo (ME 118).

Unidad III

Ignimbrita bien soldada, de color gris claro al fresco y gris oscuro al intemperismo, de composición silícica, presenta fiámes hasta de 50 mm y

se observa en una pseudoestratificación delgada. Se localiza al oeste de la Sierra de Alquitrán sobre el camino a Azinyehualco (ME118).

Unidad IV

Ignimbritas de textura eutaxítica muy bien soldadas, composición silícica color gris claro y matriz vítrea; presentan fiámes y cristales de turmalina. Se localizan en Los Cajones al este de la Sierra de Alquitrán (ME 121, ME 119, ME 120, EV13A).

Unidad V

Ignimbrita medianamente soldada, color verde claro por la presencia de celadonita, de composición silícica, matriz vítrea y líticos de obsidiana, presenta líticos angulosos mal clasificados y color gris oscuro, los líticos están orientados. Su localización es en la parte sureste de la Sierra al noroeste del poblado Rincón de la Vía (ME117).

Unidad VI

Ignimbritas de composición silícica con textura eutaxítica de color verde claro, medianamente soldada y líticos accidentales angulosos de 1-20 mm mal clasificados de color negro y rojizos contiene líticos de pómez y feldespatos en matriz vítrea. Se localiza en la parte este de la Sierra de Alquitrán (EV 12- 130696).

Unidad VII

Ignimbrita de composición silícica, bien soldada de color verde claro con líticos mal clasificados de 5-20 mm subangulosos y angulosos, contiene fragmentos de pómez. Se localiza en el poblado El Salado (EV 20, ME103).

Unidad VIII

Ignimbritas de composición silícica, color rosa, bien soldados, con textura eutaxítica y fiámes en una matriz vítrea, presentan líticos grandes de 1–50 mm. Se localizan en la parte sur y suroeste de la Sierra de Alquitrán (EV 06, ME 116').

Unidad IX

Ignimbrita de color pardo con textura eutaxítica, presenta líticos de 3 a 45 mm, subangulosos y mal clasificados de tipo accidental y pequeños cristales, muy bien soldada. Se localiza en la parte noreste de la Sierra de Alquitrán cerca del poblado de Mazatlán (EV 24).

Unidad X

Ignimbrita de composición silícica, medianamente soldada, color pardo claro, líticos accidentales de color rosa violeta y gris, mal clasificados, subangulosos y angulosos de 5 a 20 mm con fragmentos de pómez. Se localiza en la parte Norte de la Sierra en uno de los lugares más altos (EV 22).

Unidad XI

Ignimbritas de composición silícica, color verde-gris claro medianamente soldado con líticos negros de 1–5 mm, angulosos y cristales de feldespatos K en una matriz vítrea. Se localiza en la Sierra de Alquitrán en una de las partes más altas hacia el norte.

Unidad XII

Ignimbritas medianamente soldadas de composición silícica, color gris claro, presentan matriz vítrea, cristales pequeños de feldespatos, líticos mal clasificados y angulosos que llegan hasta 5 mm y micas. Se encuentran cerca de Mazatlán, en el poblado de El Salado y cerca del arroyo Las Albercas (ME 123, EV 18, EV 09, EV 19, ME 104).

Miembro superior

Al miembro superior lo conforman un conjunto de domos. En el borde sur de la Sierra de Alquitrán se observan domos alargados de composición riolítica con abundantes esferulitas (Fig. 14 y Fig.18). Al *este* en el túnel Agua de Obispo en la Autopista México–Acapulco, se reconoció un domo que consiste en un vitrófido de obsidiana con pórfidos de feldespatos (Fig. 15) que se emplazó en un flujo piroclástico (*Unidad IV*) bien soldado con cristales de Turmalina 15% (Fig.16).

Con base en el área de afloramiento y el espesor de la Formación Alquitrán se estimó que el volumen de ignimbritas correspondientes a la Formación Alquitrán es de 164 km³ en la Sierra de Alquitrán. En tanto, al sur de Tierra Colorada, se han reportado unas mesas riolíticas (De Cserna, 1965) como Formación Papagayo fechadas en 32.0 ± 3 Ma (Grajales e Infanzón, 1983).

En éste trabajo se considera que dichas unidades ignimbríticas corresponden al miembro inferior de la Formación Alquitrán, así como también las mesas que cubren a la Formación Balsas y Morelos al oeste y

norte de Chilpancingo que actualmente se encuentran aisladas por la erosión intensa que afecta a la región.



Figura 14. Afloramiento de un domo riolítico esferulítico del miembro superior localizado en el borde Sur de la Sierra de Alquitrán.



Figura 15. Obsidiana porfídica en el Túnel Agua de Obispo de la cual se obtuvo una edad en vidrio de 22.5 ± 0.6 Ma (K-Ar) (Hernández-Treviño et al., 1996).



Figura 16. Ignimbrita con cristales de turmalina en las cercanías del túnel Agua de Obispo.

Edad de la Formación Alquitrán

TEESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La edad de la Formación Alquitrán se considera correspondiente al Oligoceno-Mioceno con base en los siguientes elementos:

Sobreyace discordantemente a la Formación Agua de Obispo la cual incluye rocas dacíticas de 56.3 ± 1.4 Ma (Hernández-Treviño et al., 1996) como se menciona en la descripción de la sección III.2.5

Se conocen algunas edades K-Ar: una ignimbrita de la unidad XII fue fechada en 24.0 ± 0.8 Ma en vidrio (Hernández-Treviño et al., 1996).

El vitrófido de un domo en la localidad Los Cajones (túnel Agua de Obispo Fig.14) tiene una edad K-Ar en vidrio de 22.5 ± 0.6 Ma. (Hernández-Treviño et al., 1996).

Fuera del área, cerca del poblado de Coapango se fechó (Hernández-Treviño et al., 1996) un depósito de caída mediante K-Ar en biotitas con una edad de 30.3 ± 0.8 Ma; secuencia que se puede atribuir a la base de la Formación Alquitrán.

De tal forma, las unidades piroclásticas se acumularon entre los 30 y los 25 Ma, en tanto que los domos se emplazaron hace aproximadamente 22.5 Ma.

Próximamente se podrá confirmar esta asignación con base en otros dos fechamientos en curso que se preparan en el LUGIS.

Cuerpos Intrusivos

En la periferia de la Sierra de Alquitrán, se observan tres intrusivos: dos de ellos de edad Oligocena y el tercero de edad desconocida. Estos intrusivos de composición granodiorítica se encuentran emplazados en las rocas mesozoicas y aparecen al mismo nivel topográfico que las rocas de la Formación Alquitrán como se observa en el mapa geológico.

Granitoide de Azinyehualco. Se encuentra en el borde noroeste de la Sierra de Alquitrán, al norte del poblado de Azinyehualco. Este plutón se clasificó como granodiorita de biotita. Está emplazado en la Formación Morelos y se extiende hasta el Calvario cerca de la Barranca Moyoapa. Se obtuvo una edad de 33.7 ± 0.9 Ma fechado en biotita por el método de K-Ar (Hernández-Treviño et al., 1996).

Granitoide de Soyatepec. Este intrusivo es una granodiorita de biotita y hornblenda emplazado en las calizas de la Formación Morelos. Se encuentra ubicado al oeste de la Sierra de Alquitrán. Por su similitud en litología y lugar de ocurrencia, se relaciona con el granitoide de Azinyehualco. La distancia entre el granitoide de Soyatepec y el de Azinyehualco es de 3 km.

Granitoide de Tierra Colorada. Se encuentra al sur-sureste del borde de la estructura y se extiende fuera del área desde el poblado de Tierra Colorada hasta la Barranca de Chapolapa, rodeando algunas partes del sur de la Sierra de Alquitrán, en particular del poblado del Ocotito. Este granitoide de Tierra Colorada arrojó edades entre 26.3 ± 0.5 Rb-Sr (Schaaf, 1990) y 34 Ma Ub-Pb en circones (Herrmann et al., 1994). Las edades de estos cuerpos intrusivos son semejantes con las secuencias piroclásticas de la Sierra de Alquitrán. Sin embargo, se encuentran en los mismos niveles topográficos a pesar de que son producto de dos niveles corticales distintos y probablemente de los mismos eventos magmáticos, dada la similitud en las firmas geoquímicas entre la Secuencia volcánica Alquitrán y el granito Azinyehualco (Proyecto DGAPA, IN102794).

III.3 Geología Estructural

La edificación volcánica de la Sierra de Alquitrán aparece alojada en una depresión tectónica definida por una falla elíptica que se propone como

Falla Alquitrán la cual presenta como bloque de piso la región ocupada por la Formación Alquitrán (Fig.17). La propuesta se basa en las relaciones geométricas entre las unidades involucradas. En las secciones geológicas AB, CD y EF de las figuras 19, 20 y 21 se ilustran las características estructurales de la región.

La construcción de las secciones se basó fundamentalmente en la inferencia de la estructura de colapso, de tal forma algunos elementos son especulativos.

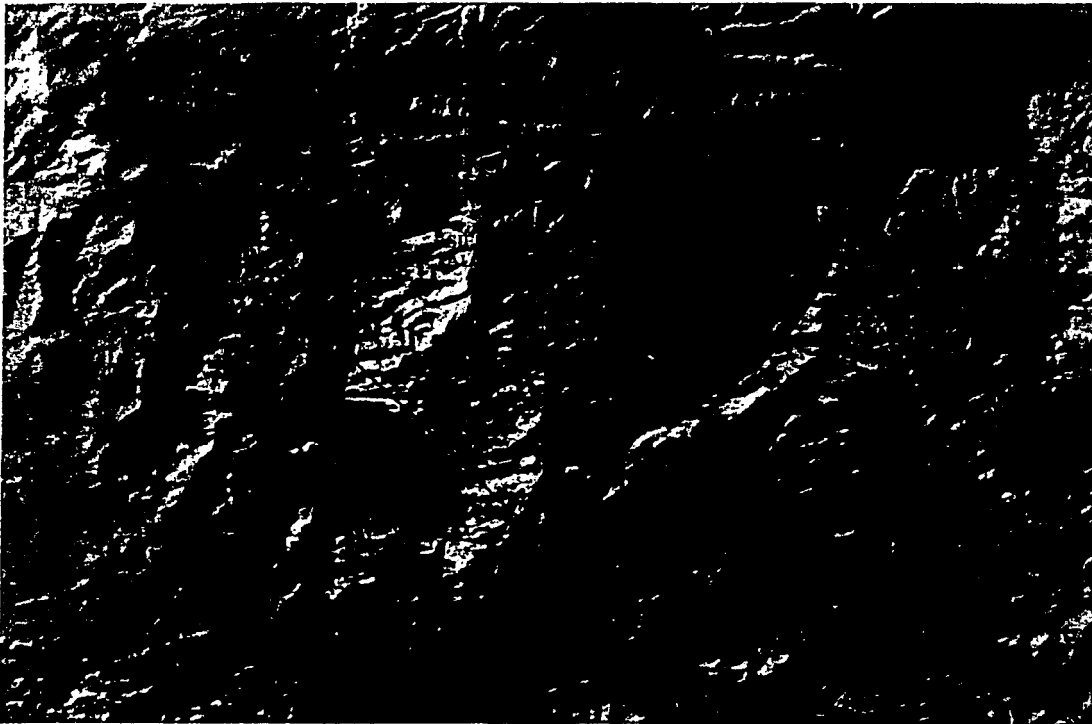


Figura 17. Traza semielíptica que forman las fallas principales en la Sierra de Alquitrán.

Falla Alquitrán

Como se mencionó antes se trata de una falla anular inferida de traza elíptica (Fig.17), que bordea a la Sierra de Alquitrán, el eje mayor de éste rasgo elíptico tiene una orientación general norte-sur y una longitud de 19 km, el eje menor con orientación general este-oeste mide 10 km. Con base en las características y unidades involucradas, se puede subdividir en los tres sectores siguientes.

Sector Sur

El sector sur manifiesta el mayor desplazamiento observado en el área, en el bloque de piso está expuesto el Complejo Xolapa, mientras que en el de techo se encuentra la Formación Alquitrán. Entre estas dos secuencias de niveles corticales tan contrastados se encuentran las Formaciones Chapolapa y Morelos, la primera deformada conforme a una faja milonítica (sección AB, Fig.19).

Sector Occidental y noroeste

Este tramo de la Falla Alquitrán se caracteriza por un rumbo general de N3°E, el desnivel estimado es de 300 m como se presenta en la sección AB. En el bloque de piso están expuestas las unidades Chapolapa y Morelos que aparecen cortadas por los cuerpos intrusivos los cuales fueron dislocados por la última actividad de la falla, en el bloque de techo se

observa la secuencia cenozoica de las Formaciones Agua de Obispo y Alquitrán (sección EF Fig.21).

Sector Oriental

Este sector presenta una orientación general de NE10° SW y abarca desde el poblado del Ocotito hasta Rincón de la Vía. Se infiere su continuidad hasta la parte norte de la estructura. En dicho sector se exponen las rocas de la Formación Alquitrán y Agua de Obispo en el bloque de techo, mientras que en el de piso están las calizas de la Formación Morelos (sección EF Fig.21).

Falla Mazatlán

Esta falla localizada al este de la Sierra de Alquitrán, es semicircular, es el rasgo estructural más espectacular en el área de estudio. Este rasgo estructural formó la depresión que aloja los poblados de Mazatlán, Chacotla, El Salado, Acahuizotla y Palo Blanco tiene una longitud aproximada de 20 km. En el bloque de techo observa una morfología kárstica desarrollada en las calizas de la Formación Morelos. Esta falla pone en contacto las Calizas de la Formación Morelos con la Formación Agua de Obispo. Se considera que la actividad de esta falla ocurrió después de la formación de la estructura de Alquitrán y de tal forma que en su bloque de techo se acumularon los productos finales de la actividad ignimbrítica. En

la sección CD del sector Mazatlán (Fig. 20) se puede observar el desnivel de la depresión de 500 m.

Falla Palo Blanco

La Falla Palo Blanco es una falla de traza arqueada sintética a la Falla Mazatlán con una longitud de 7 km con un salto estimado de 400 m. Como se observa en la sección CD del sector Mazatlán de la figura 20, la falla yuxtapone a las Formaciones Morelos y Agua de Obispo. Presenta una orientación general este-oeste.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

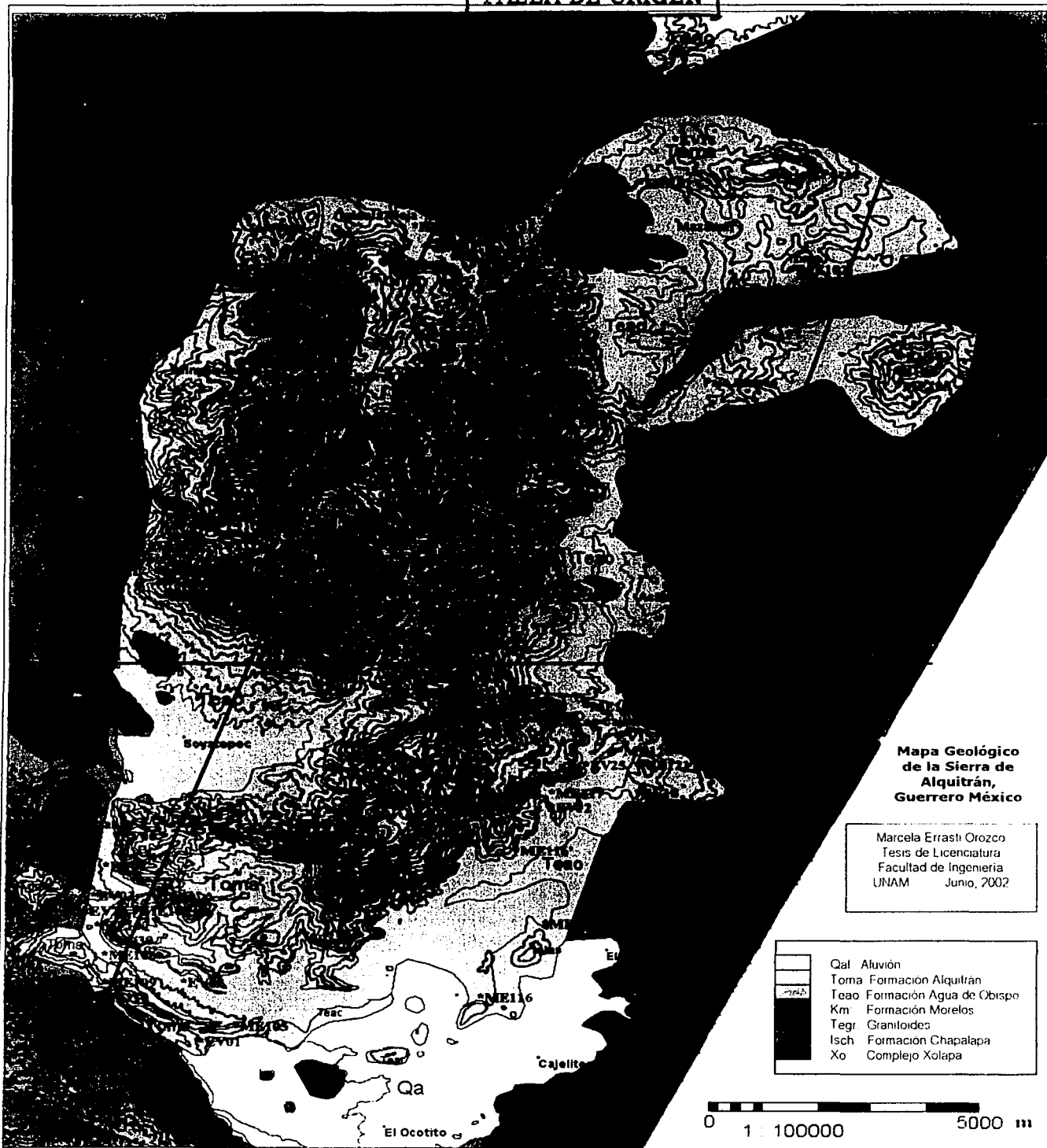
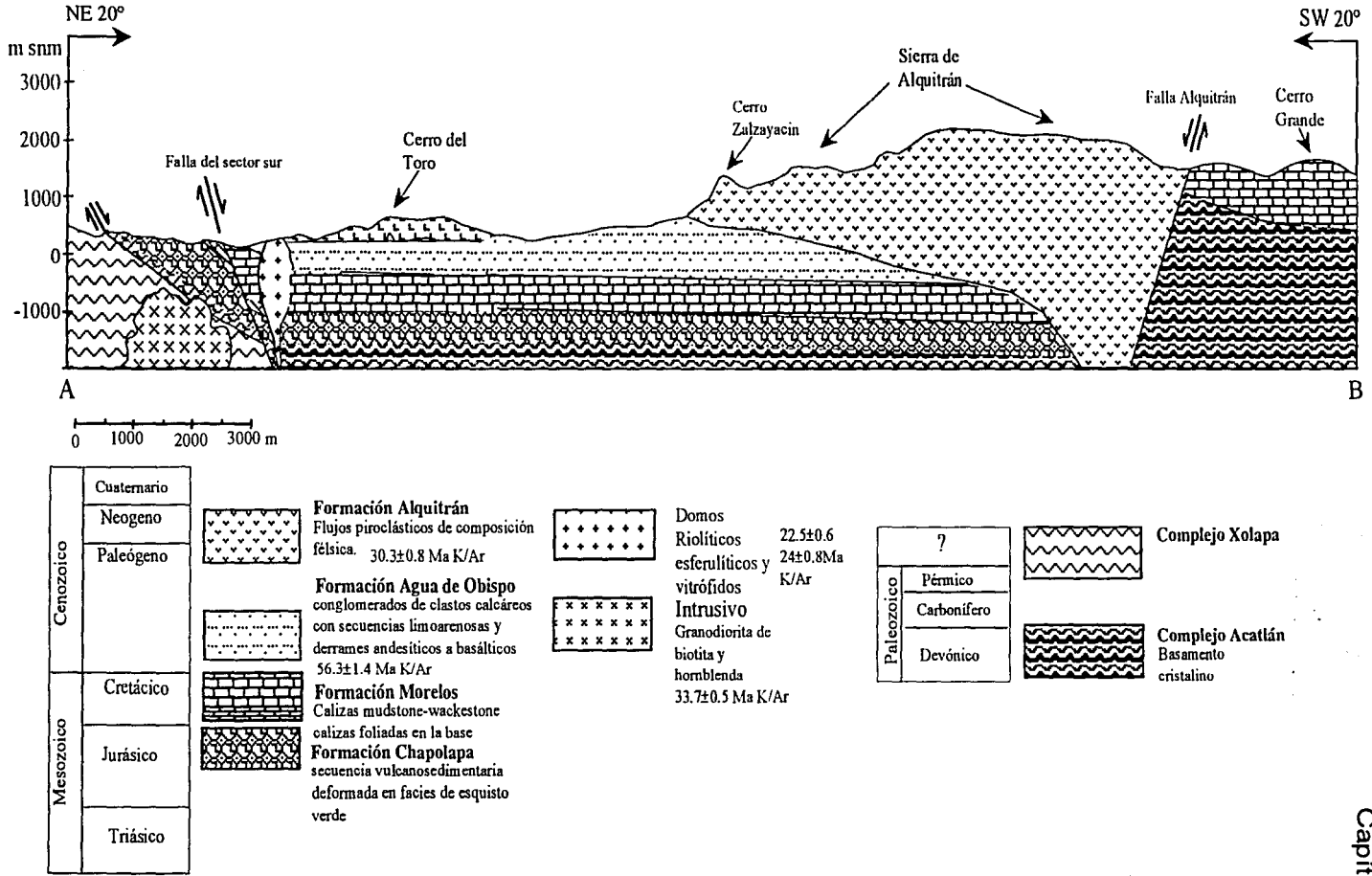


Figura 19. Sección geológica AB en sentido longitudinal.



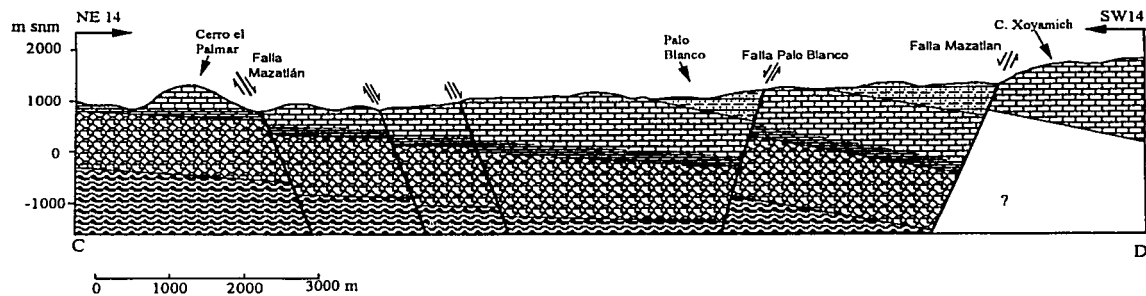


Figura 20. Sección geológica CD del sector Mazatlán

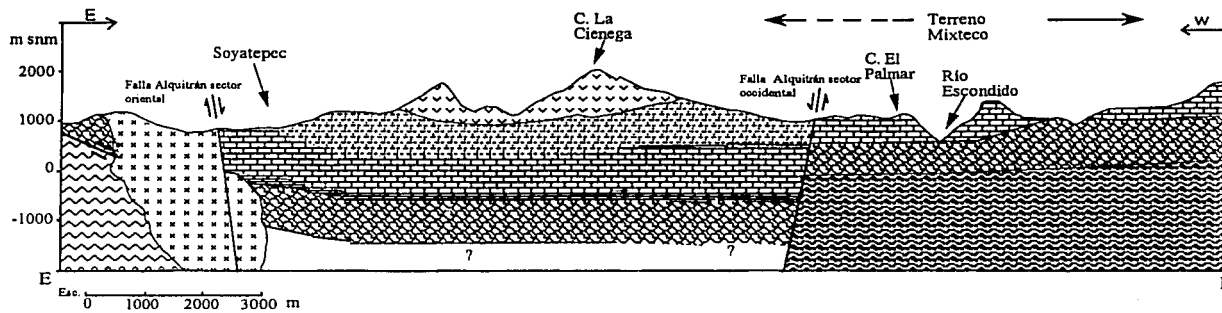


Figura 21. Sección geológica EF en sentido transversal de la Sierra de Alquitrán.

CAPÍTULO IV Discusión y Conclusiones

La Sierra de Alquitrán está conformada por una secuencia ignimbrítica (Formación Alquitrán) acumulada sobre depósitos clásticos (Formación Agua de Obispo).

La edificación volcánica está alojada en una depresión tectónica delimitada por la Falla anular Alquitrán de tal forma que las unidades continentales están bordeadas por afloramientos de rocas Mesozoicas las cuales aparecen al mismo nivel topográfico que las rocas volcánicas de la Sierra de Alquitrán.

En el sector occidental de la Falla Alquitrán se observan afloramientos de cuerpos intrusivos de edades semejantes a las propias de la Formación Alquitrán.

En la región estudiada se puede reconocer la yuxtaposición de niveles corticales contrastados; por ejemplo la presencia de afloramientos adyacentes de cuerpos intrusivos y de rocas volcánicas de edades semejantes y la exposición del Complejo Xolapa.

En el clásico modelo de evolución de una caldera resurgente de Smith y Bailey (1968) (Fig. 23) presenta las siguientes etapas:

Etapas

Etapas I *Tumescencia regional y generación de fracturas anulares.* En esta etapa se presenta el proceso de hinchazón progresiva de la cámara magmática en un periodo de tiempo relativamente largo y provoca la

formación de fracturas anulares concéntricas a través de las cuales la erupción catastrófica de flujos piroclásticos tomará lugar.

Etapa II *Erupciones formadoras de la caldera.* La etapa I termina con la erupción de grandes volúmenes de flujos piroclásticos provenientes de los sistemas de fracturas anulares.

Etapa III *Colapso de la caldera.* Los procesos de erupción y colapso pueden ser concurrentes especialmente cuando grandes volúmenes de materiales son expulsados. Sin embargo, el colapso sigue como consecuencia del vaciamiento de la cámara magmática, la subsidencia final debe seguir a las erupciones del evento II.

Etapa IV *Vulcanismo de prerresurgencia y sedimentación lacustre.* El periodo que inmediatamente sigue al colapso de la caldera debe ser un tiempo de desequilibrio extremo en los cambios en el magma y en la caldera, por ejemplo, existen deslizamientos de las paredes inestables de la caldera y avalanchas. Con la restauración parcial de la presión del magma, ésta sedimentación brusca puede estar acompañada por piroclastos y erupciones de lava. Para esta etapa se empiezan a formar lagos en el piso de la caldera.

Etapa V *Domos de resurgencia.* En esta etapa se emplazan domos, principalmente en las fallas anulares debido a la resurgencia de la caldera.

Etapa VI *Vulcanismo en las fracturas anulares.* En esta etapa se desarrolla la mayor actividad de postsubsidencia volcánica, la duración de esta etapa es mayor que en cualquier otra, excepto el primero. Esta etapa termina con la

última erupción del ciclo de la caldera y en algunos casos existe una subdivisión en la caldera basada en la marcada variación en la composición de los productos de la erupción.

Etapa VII Actividad fumarólica y de manantiales termales. Los manantiales termales y las fumarolas se activan en la mayoría de las calderas. Se presenta cuando cesaron las erupciones y es por eso que se trata de la última etapa de la actividad volcánica y tiene una larga duración.

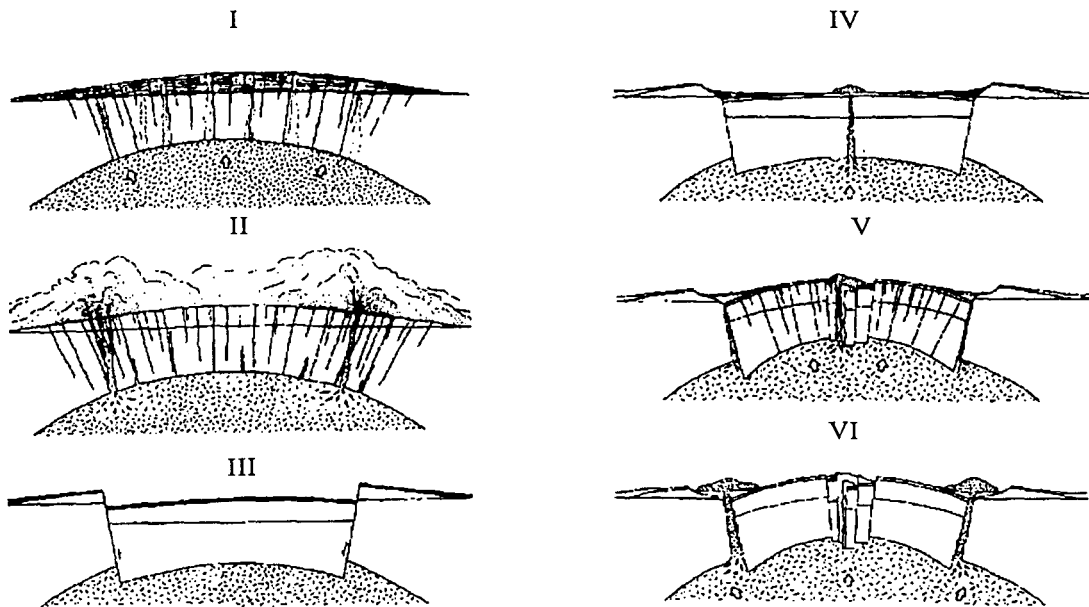


Figura 23. Etapas de evolución de una caldera resurgente. Smith y Bailey, 1968.

Etapa I Tumescencia regional y generación de fracturas anulares.

Etapa II Erupciones formadoras de la Caldera.

Etapa III Colapso de la caldera.

Etapa IV vulcanismo de preresurgencia y sedimentación lacustre.

Etapa V Domos de resurgencia.

Etapa VI Vulcanismo en las fracturas anulares.

Si se comparan los rasgos observados en la Sierra de Alquitrán con el modelo de Smith y Bailey (1968) se pueden reconocer las siguientes etapas:

Etapa I. Por inferencias evolutivas dado que posteriormente ocurrió un colapso.

Etapa II. En las ignimbritas de la Formación Alquitrán acumuladas como productos intracaldera se estima un volumen actual de 164 km³.

De los productos extracaldera esperados en el caso de la Formación Alquitrán se conocen las ignimbritas expuestas al sur del área (Formación Papagayo) y otras al norte y al noreste reconocidos por Sabanero, (1990) como Formación Alquitrán; cuyos volúmenes no se cuantificaron en el presente trabajo; pero se suponen del orden de 70 km³ antes de ser erosionados, de acuerdo a las proporciones presentadas en la Caldera Pacana (Gardeweg y Ramírez, 1987). La Caldera Pacana es una caldera resurgente con dimensiones de 60 X 35 km, tiene un volumen de total de 900 km³ de ignimbritas, de los cuales 630 km³ son intracaldera y estimaron 270 km³ extracaldera, siendo ahora producto de la erosión. La Caldera Pacana se encuentra en Chile.

Etapa III. La etapa de colapso es la mejor documentada pues es clara la yuxtaposición de niveles corticales diferentes entre el piso y techo de la estructura.

Etapa IV. Esta etapa no se reconoce; la sedimentación documentada (Formación Agua de Obispo) ocurrió previamente a la actividad ignimbrítica.

Etapa V. Expresada con los domos de la periferia de la Sierra de Alquitrán sobre todo en el sector sur.

Etapa VI. Sin evidencia.

Etapa VII. La etapa fumarólica altera las ignimbritas y propició el desarrollo de cristales de turmalina.

A continuación se presentan calderas que han sido estudiadas con sus respectivos diámetros (Cas and Wright, 1988):

Nombre	localidad	Diámetro (km)
Aso	Japón	20
Crater Lake	Oregon	10
Katmai	Alaska	5
Kauai	Hawaii	18
Kilauea	Hawaii	4
Krakatoa	Indonesia	8
La Garita	Colorado	45
Santorini	Grecia	14
Somma	Italia	3
Valles	Nuevo México	21


La falla Mazatlán se interpreta como posterior a la primera actividad del vulcanismo de la Caldera, de tal forma se puede explicar parcialmente el flujo asociado a la resurgencia con una edad de 24.0 ± 0.8 Ma K/Ar (Hernández-Treviño, 1996).

Se propone que el registro geológico de la Sierra de Alquitrán puede corresponder con la evolución de una caldera resurgente. La dinámica que experimentó la región durante el Cenozoico que provocó el desplazamiento del bloque de Chortis y la exhumación del Complejo Xolapa (Schaaf et al., 1995) influyó en la deformación y magmatismo observados en la región en un proceso tectonomagmático aún sin entender claramente.

ANEXO PETROGRÁFICO

MUESTRA	LOCALIZACIÓN	DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	FOTOGRAFÍA MICROSCÓPICA
ME102	17°25.513' 99°27.113'	Depósito de caída de cenizas de color blanco.		
ME103	17°23.721' 99°25.869'	Ignimbrita bien soldada de color verde claro con líticos mal clasificados de 10-20mm de colores verde, rosas y gris oscuro en matriz vítrea blanca.		
ME104	17°20.112' 99°28.598'	Ignimbrita bien soldada de color gris claro con matriz vítrea y líticos mal clasificados, angulosos de 5 mm y cristales de	Minerales esenciales: plagioclasas subedrales y feldespatos potásicos subedrales, fragmentos de roca andesítica y fragmentos de micas alteradas en una matriz vítrea devitrificada.	

		feldespatos.		
ME105	17°16.210' 99°33'	Riolita que presenta esferulitas de sílice en una matriz color rojizo. Roca muy deleznable.		
ME108	17°17.340' 99°33.416'	Ignimbrita de color morado claro, bien soldado en una matriz. vítrea y pocos líticos angulosos de color gris oscuro de 1-30mm , abundantes cristales de feldespatos.		
ME109	17°17.185' 99°34.199'	Riolita de color rojo oscuro: presenta cristales de feldespatos orientados y líticos subangulosos en una matriz de color		

		rosa oscuro, es la base de un domo.		
ME112	17°24.975' 99°33.129'	granodiorita de biotita y hornblenda	Granodiorita de biotita biotita, feldespatos k , plagioclasas.	
ME113	17°22.593' 99°33.619'	Ignimbrita bien soldada de color gris claro al fresco y gris oscuro al intemperismo presenta fiámes hasta de 50mm y se presenta en una pseudoestratificación delgada.	Matriz criptocristalina, fiámes en matriz vítrea devitrificada algunos feldespatos potásicos alterados y líticos accidentales, opacos.	
ME115		Ignimbrita color rosa medianamente soldada con matriz vítrea y líticos de 5-20mm mal		


		clasificados y subangulosos, encontramos fragmentos de pómez		
ME116	17°17.012' 99°30.383'	Ignimbrita bien soldada color rosa claro al fresco y pardo claro al intemperismo con matriz vítrea y se observan líticos angulosos que van de 1-30mm, presenta cristales de feldspatos y fragmentos de pómez y huecos en donde hubo pómez.		
ME116'	17°18.159' 99°29.931'	Ignimbrita muy bien soldada de color rosa claro con líticos grandes (5-50mm) de basalto con vesículas.		

ME117	17°18.706' 99°29.362'	Ignimbrita medianamente soldada verde claro en matriz vítrea y líticos de obsidiana, presenta líticos angulosos mal clasificados y color gris oscuro, los líticos se observan orientados.		
ME118	17°19.194' 99°28.760'	Ignimbrita medianamente soldada color verde con matriz vítrea con líticos pequeños de 3 mm bien clasificados y fragmentos de pómez.		
ME119	17°19.707' 99°28.518'	Ignimbrita con textura eutaxítica color rosáceo y gris claro.		

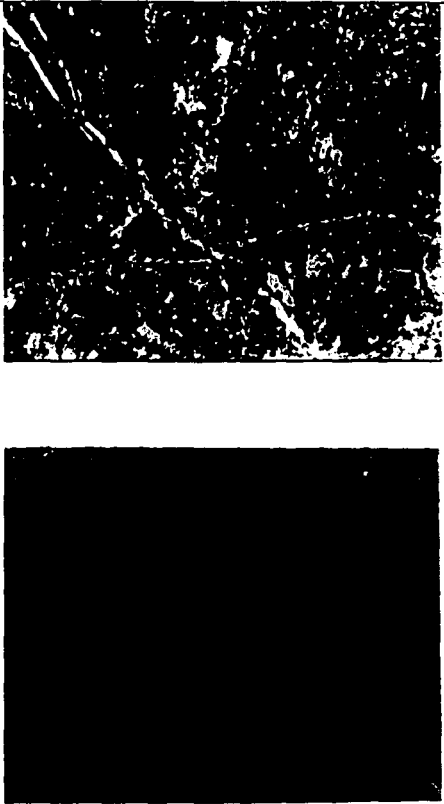
ME120	17°19.707' 99°28.518'	Ignimbrita bien soldada color morado con textura eutaxítica presenta pocos líticos angulosos está afectada por el domo del vitrófido		
ME121	17°19.956' 99°28.806'	Ignimbrita bien soldada color blanco en una matriz vítrea presenta fiámes y cristales de turmalina	Cristales de turmalina en matriz vítrea devitrificada y fiámes	
EV18	17°27.006' 99°28.117'	Ignimbrita de color naranja claro medianamente soldado con pequeños cristales de biotita en matriz vítrea.	Minerales esenciales: plagioclasas subedrales y anedrales, feldspatos potásicos alterándose a sericita. Minerales accesorios: biotita. Minerales secundarios: sericita. En una matriz vítrea devitrificada	

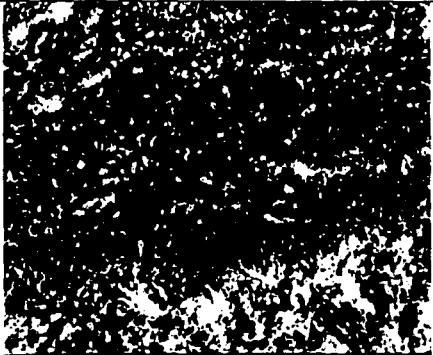
ME123	17°41.450' 99°30.360'	Ignimbrita medianamente soldada de color gris verdoso con abundantes cristales de feldespatos y micas		
EV24	17°26.666' 99°29.142'	Ignimbrita de color pardo con textura eutaxítica presenta líticos de 3 a 45mm de color negro y gris subangulosos y mal clasificados de tipo accidental y pequeños cristales, muy bien soldada. Ignimbrita		
100696	17°26'24.3" 99°29'24"	Vitrófico color negro		
EV-23	17°25.894 99°31.109'	Ignimbrita medianamente soldada verde pardo claro con textura eutaxítica líticos de		

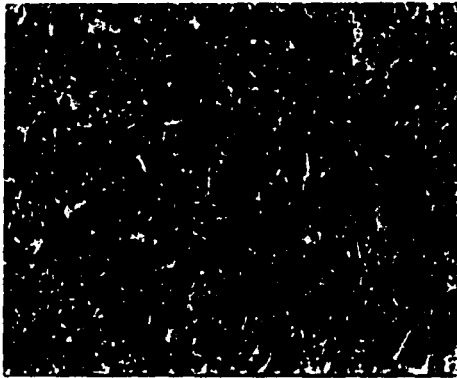
		color verde por la presencia de epidota, subangulosos, mal clasificados de 2 a 30 mm, pocos cristales pequeños, líticos juveniles y fragm. de cuarzo.		
EV-21	17°23.908' / 99°31.420'	Ignimbrita color verde-gris claro medianamente soldada con líticos negros de 1-5mm angulosos y cristales de feldespato K en una matriz vítrea		
EV-22	17°23.938' / 99°31.521'	Ignimbrita medianamente soldada color pardo claro, líticos accidentales de	Textura eutaxítica Minerales esenciales: plagioclasas, feldespatos potásicos euedrales y subedrales, cuarzo	

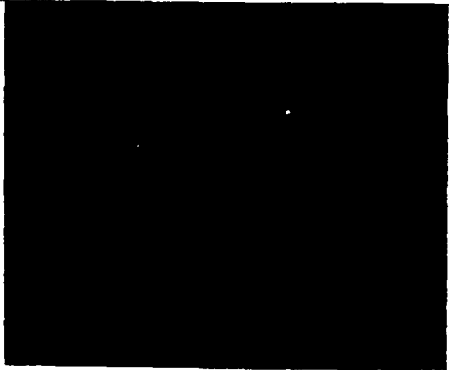
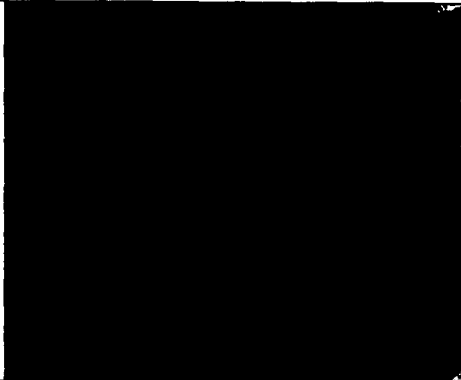
		<p>color rosa violeta y gris, mal clasificados, subang. Y angulosos de 5 a 20 mm fragmentos de pómez.</p>	<p>Minerales accesorios: biotita, hornblenda Minerales secundarios: hematita, sericita Matriz vítrea devitrificada Los feldespatos se alteran a sericita</p>	
--	--	---	---	---


**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

EV13	17°19'54.8/ 99°2847.2	Brecha volcánica con líticos negros subangulosos en matriz fina roja obscura mal clasificados bien soldada	Matriz vítrea, se observa biotita, feldespato potásico y cuarzo.	
------	--------------------------	--	--	---

EV13A	17°19'54.8"/ 99°28'47.2"	Ignimbrita color blanco con rosa claro con textura eutaxítica presenta fiámes muy bien soldada Presenta turmalina.	Matriz vítrea devitrificada con fiámes, cuarzo, plagioclasas zoneadas y macladas, sericita y feldespato potásico. Presenta cristales de turmalina.	
EV25	17°19.839'/ 99°28.516'	Ignimbrita de color gris casi blanco muy bien soldada textura eutaxítica y fiámes.		
EV12	17°18' 39.8"/ 99°29'18.5"	Ignimbrita de color verde claro con textura eutaxítica medianamente soldada y líticos accidentales angulosos de 1-20mm mal clasificados de color negro y rojizos y presencia de pómez y feldespatos en	Fragmentos de calcita en matriz vítrea devitrificada, líticos angulosos y redondeados de Ignimbrita, líticos de caliza, cuarzo y feldespato potásico.	

		matriz vítrea.		
EV01	17°16'16.7"/ 99°33'02.3"	Riolita con esferulitas en una matriz rosa oscuro.	Minerales esenciales cuarzo y plagioclasas.	
EV02	17°17'03.3"/ 99°33'44.6"	Ignimbrita de color morado presenta líticos de 1-5mm redondeados de colores gris y naranjas muy bien soldada	Hipoialina, inequigranular Textura vitrofídica Minerales esenciales: plagioclasas, cuarzo, feldespatos potásicos Minerales secundarios: clorita y calcita. Presenta matriz vítrea devitrificada y líticos de Ignimbrita.	
EV30	17°17.660' 99°33'29'	Ignimbrita medianamente soldada de color rosa claro con textura eutaxítica y líticos accidentales que van de 1-35mm de color verde y morado en matriz vítrea presenta fiámes	Textura eutaxítica Minerales esenciales feldespato potásico subedrales, biotita y plagioclasas en una matriz vítrea	

		fiámes		
EV-06	17°18'50.6"/ 99°34'01.0"	Ignimbrita de color rosa claro con textura eutaxítica y fiámes presenta cristales de feldespatos en una matriz vítrea bien soldada.	Textura eutaxítica, minerales esenciales: plagioclasas euedrales y subedrales en matriz vítrea devitrificada	
EV-20	El salado	Ignimbrita de color verde claro bien soldada con líticos accidentales mal clasificados subangulosos y		

		angulosos de 5-20mm de color rojo, violeta, pardos y gris presencia de pómez		
EV-29	17°17.637' / 99°34.049'	Derrame volcánico de color morado claro, fanerítica, con cristales de 1-2 mm de feldespatos		
EV-03	17°17'40.7" / 99°34'02.8"	Derrame volcánico de composición andesítica de color morado oscuro afanítica presenta vesículas de 10mm	Holoialina, equigranular, hipidiomórfico con plagioclasas, en matriz vítrea devitrificada	
EV-07	17°18'25.6" / 99°34'03.4"	basalto de derrame volcánico de color gris oscuro y textura afanítica	Cristales pequeños euedrales de plagioclasa, clorita y biotita.	

EV-48		Derrame volcánico gris oscuro, afanítico presenta cuarzo y ferromagnesianos		
ME 101	17°26.227' 99°28.411'	Dacita de biotita, presenta grandes cristales de biotita de 4mm, la roca está muy alterada por lo que es deleznable		
ME 106	17°17.210' 99°34'	Derrame volcánico de composición andesítica color morado oscuro al fresco y pardo rosáceo al intemperismo,		

		textura porfirítica, cristales euedrales de feldespatos, y biotitas orientadas.		
ME 107	17°17'291' 99°34'	derrame volcánico de composición andesítica con textura fanerítica de grano medio presentando cristales de olivino		
ME 110	17°16.998' 99°34.293'	caliza tipo packstone de color gris oscuro al fresco y gris claro al intemperismo con gran cantidad de vetillas de calcita y bandas de pedernal negro de 30mm de espesor, la caliza se presenta en estratificación mediana		

BIBLIOGRAFÍA

Alaníz-Alvarez, S. y Ortega-Gutiérrez, F., 1997. Geología y petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero: Boletín de Mineralogía, Sociedad Mexicana de Mineralogía, A.C.,1(13).

Araujo O., 1980. Prospecto Quechultenango Guerrero, Compañía CONCIT, S.C. para PEMEX; (inédito).

Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1,040-1,051.

Cas and Wright, 1988. Volcanic Successions Modern and Ancient. Chapman & Hall, Cambridge U.K.

Correa, F. 1996. Estudio petrológico y geoquímico del Complejo Intrusivo de Xaltianguis Guerrero, México. Tesis de Ingeniero Geólogo, UNAM (inédita).

De Cserna, Z. y Fries, C., 1956. Geología a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Acapulco, Gro., vía Taxco, Gro. y Chilpancingo, Gro. Geología de los alrededores de Acapulco, Gro. Los yacimientos de dolomita de El Ocotito, Gro., Congreso Geológico Internacional vigésima sesión. 154 p.

De Cserna, Z., 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero; Instituto de Geología, Boletín, 62, 76 p.

De Cserna, Z., 1969. Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift: Bol. Soc. Geol. Mexicana. 30 p. 159-168.

Fries, Carl, Jr., 1960. Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.

Fries, C., Smither, E., Damon, P.E., and Livingston, D.E., 1962. Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el Sur de México. U.N.A.M., Instituto de Geología, Bol., 64, 45-53p.

Gardeweg Moyra and Ramírez F. Carlos, 1987. La Pacana Caldera and the Atana Ignimbrita—A major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile: Bulletin of Vulcanology, 49, 547-566 p.

Grajales Nishimura, J.M. y López Infanzón, 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas de la Cuenca de Guerrero. Inst. Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1157, (inédito).

Guerrero-García, J.C., 1975. Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology. Univ. of Arizona, M.S. Thesis (inédita), 145 p.

Hernández-Bernal M.S., 1995. Geoquímica y origen del batolito de Río Verde, Oax. terreno Xolapa, U.N.A.M., Tesis de maestría en geofísica, México (inédito).

Hernández-Treviño, T., Cabral-Cano, E., Morán-Zenteno, D.J., y Schaaf, P., 1996. Geoquímica y geocronología de las rocas magmáticas de la región de Tierra Colorada-Sierra de Alquitrán, Estado de Guerrero, y su significado tectónico: Unión Geofísica Mexicana, GEOS, Resúmenes Reunión Anual, Puerto Vallarta, Jalisco, p. 203-204 (resumen).

Herrmann, U., and Nelson B., 1992. U-Pb and Sm-Nd isotope analyses of the Xolapa Terrane in Southern Mexico and its tectonic implications: 13. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium. Abstracts.

Herrmann, U., Nelson, B., and Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U-Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): Tectonics, 13,(2), 455-474.

Klesse, E., 1968. Geology of the Ocotito-Ixcuinatoyac region and of La Dicha stratiform sulphide deposit, State of Guerrero: Bol. Soc. Geol. Mexicana, 31, 107-140 p.

López-Infanzón O., y Grajales Nishimura, J.M., 1984. Edades de K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero. VII Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México, D.F. Resúmenes, 215 p.

Monografía Geológico-Minera del Estado de Guerrero, 1999. Consejo de Recursos Minerales, Primera edición, México.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Morán-Zenteno DJ. 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero; Tesis Doctor en Geofísica. UNAM, México, (inédita).

Morán-Zenteno, DJ., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Origin and tectonic relationships of the Xolapa terrane, southwestern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Proceedings, p. 97-99.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 2 (2), 112-131 p.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofis. Int., 20 (3), 177-202 p.

Ortega-Gutiérrez, F., y Corona-Esquivel, R., 1986. La Falla de Chacalapa: sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, 11.

Ortega - Gutiérrez, F., Elías-Herrera M., Reyes-Salas M., Macías-Romo C., López R., 1999. Late Ordovician-Early Silurian Continental Collisional Orogeny in Southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia correlations: Geology, (27), 719-722p.

Proyecto DGAPA IN102794, 1996. Petrogénesis y relaciones tectónicas de las rocas magmáticas terciarias del transecto Tierra Colorada-Cuernavaca, México. Responsable: Dr. Dante Jaime Morán Centeno, Instituto de Geofísica, UNAM.(inédito)

Pantoja-Alor, J., 1983. Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: Bol. Soc. Geol. Mexicana, 1, (44), 1-20 p.

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

Riller, U., Ratschbacher, L., Meschede, M., Herrmann, U., and Frisch, W., 1991. Left-Lateral transtension along the northern boundary of the Xolapa complex, southern Mexico. Eos: Transactions of the American Geophysical Union (supplement), october 29, p. 248.

Ruiz-Castellanos, M., 1979. Rubidium-Strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of Southern México: Dallas: Texas, University of Texas, Ph.D. Thesis, 188 p.

Sabanero-Sosa, M.N., 1990. La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos, determinado por la acreción constructiva-transformante del terreno Xolapa: México, D.F. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis Ing. Geólogo, 126 p. (inérita).

Salinas Prieto, J.C., 1984. Los límites Tectónicos Sur y Occidental del Terreno Mixteco: Bol. Soc. Geol. Mexicana, 45, 73-86 p.

Salinas Prieto, J.C., 1986. Estudio geológico de la Porción Occidente de la Región de la Montaña, Estado de Guerrero. IPN, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Ingeniero Geólogo.

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

SEPLAP, 1985. Geografía física del estado de Guerrero: Chilpancingo, Secretaría de Planeación y Presupuesto del Gobierno del Estado de Guerrero (SEPLAP). Original no consultado; citado en: Monografía C.R.M.1999.

Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines activen Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: München, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, Tesis de doctorado 202 p. (inérita).

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: Tectonics, (14) p. 1,339-1,350.

Smith L. Robert & Bailey A. Roy, 1968. Resurgent Cauldrons, The Geological Society of America, Memoir 116.

Bibliografía

Tolson, J. Gustavo., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos Estructurales, petrológicos y geotermobarométricos. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México, p. 98.

Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., y Genrels, G.E., 1991. Isotopic Studies of the Acatlan Complex, Southern México: Implications for Paleozoic North American Tectonics. Geol. Soc. Am. Bull., 130, 817-828 p.

[www.http://inegi.gob.mx](http://inegi.gob.mx)