



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

***Análisis morfotectónico del sistema Central de Fallas del  
Volcán San Agustín (Temascalcingo, Méx.) y su evaluación  
de riesgos potenciales con la importancia tectónica del  
Graben de Acambay***

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

**Mario Bathuel Ruíz Domínguez**

**No. Cuenta 411077916**

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. MARY FRANCES RODRÍGUEZ VAN GORT

Ciudad de México

2019



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.

## **Dedicatoria**

Dedico este trabajo a mis padres, Ma. de Lourdes y Mario Bathuel por su apoyo.

A mi hijo Alejandro Bathuel

**Agradecimientos:**

Dra. Mary Frances Teresa Rodríguez Van Gort

Mtro. Pedro Montes Cruz

Por sus opiniones y comentarios que ayudaron a enriquecer el trabajo.

**Análisis morfotectónico del sistema Central de Fallas del Volcán San Agustín (Temascalcingo, Méx.) y su evaluación de riesgos potenciales con la importancia tectónica del Graben de Acambay**

# Índice

Resumen.....	1
I. Antecedentes de la formación del territorio mexicano	
1.1 Evolución Geológica de México.....	3
1.2 Cinturón Volcánico Mexicano.....	10
1.2.1 Petrografía ígnea del CVM.....	16
1.3 Eventos de Deformación para el Centro Norte del Cinturón Volcánico Mexicano y la provincia tectónica de la Mesa Central.....	19
II. Sistemas de fallas regionales	
2.1 Sistemas de fallas Taxco- San Miguel de Allende.....	27
2.2 Sistema de Fallas Chapala-Tula.....	29
2.2.1 El Graben de Acambay.....	31
2.2.2 Falla Acambay-Tixmadejé.....	35
2.2.3 Sistema central de fallas del volcán Temascalcingo.....	37
2.2.4 La Falla de Pastores.....	43
2.3 Estratigrafía del Graben de Acambay.....	45
2.3.1 Estratigrafía del Suroeste del Graben de Acambay.....	46
2.3.2 Estratigrafía de la parte Norte del Graben de Acambay.....	52
2.3.3 Estratigrafía de la secuencia de Tierras Blancas dentro del sector Sureste del Graben de Acambay.....	57

### III. Procesos físicos

3.1 Procesos de subsidencia, Graben.....	69
3.2 Procesos gravitacionales.....	73
3.3 Teoría de la reactivación de fallas.....	76

### IV. La vulnerabilidad y el riesgo

4.1 La Vulnerabilidad.....	82
4.2 Los riesgos en el municipio de Temascalcingo.....	88
4.3 La valoración de la vulnerabilidad.....	101
4.3.1 La vulnerabilidad social.....	101
4.3.2 La vulnerabilidad económica.....	104
4.3.3 La vulnerabilidad organizacional.....	105
4.3.4 La vulnerabilidad estructural.....	106
4.3.5 La percepción del riesgo.....	107
4.3.6 Vulnerabilidad global.....	109
4.4 La vulnerabilidad ambiental en la cuenca del Río Lerma.....	110
Conclusiones.....	115
Mapa Topográfico del Municipio de Temascalcingo .....	127
Mapa Estructural del Municipio de Temascalcingo.....	128
Mapa de riesgos del Municipio de Temascalcingo.....	129
Referencias bibliográficas.....	130

# Índice de Figuras

## Capítulo I

Figura 1.1: Disposición de las principales placas tectónicas que se encuentran interactuando, se puede distinguir el contorno continental y el territorio de la República Mexicana. Tomado de Corona y Benavides 2012.....	1
Figura 1.2: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987) 1 Cretácico Superior (70 Ma) 2 Paleoceno (65 a 58 Ma).....	4
Figura 1.3: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987) Periodo correspondiente del Eoceno a Oligoceno Inferior (54-32 Ma) periodo del Oligoceno Medio a Mioceno Inferior (30 a 18 Ma).....	5
Figura 1.4: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987) Mioceno Medio (13 a 2 Ma) Mioceno Tardío a Plioceno Temprano (10 a 4 Ma).....	7
Figura 1.5: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987). Periodo Plio-Pleistoceno a Holoceno (4 Ma).....	9
Figura 1.6: Mapa donde se muestran los rasgos mayores descritos en los trabajos de Demant 1978; Lugo-Hubp <i>et al.</i> , 1985 y Ferrari <i>et al.</i> , 2011. Tomada de Demant (1978). En la parte Oriental del Sector Central se encuentra el cruce entre el sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y el sistema Chapala-Tula con su estructura el Graben de Acambay como una zona de transición entre bloques de distinto espesor y características minerales.....	13
Figura 1.7: Se muestran los principales sistemas de fallas Mioceno-Holoceno del Cinturón Volcánico Mexicano, la distribución de volcanes poligenéticos (triángulos blancos) y volcanes monogenéticos (triángulos negros). Tomado de Ferrari, (2011).....	15
Figura 1.8: Distribución y composición de los productos del volcanismo en el Cinturón Volcánico Mexicano durante los cuatro episodios de actividad que se han reconocido en su evolución. Tomado de Ferrari <i>et al.</i> , (2011).....	18

Figura 1.9: Se muestran la relación entre los principales sistemas de fallas Mioceno-Cuaternario con el volcanismo del CVM. TZR: rift Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: rift de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: rift de Chapala; PI: fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo; AL: semigraben de Aljibes; MZ: graben de Mezquital; TP: sistema de fallas la Pera. Tomada de Gómez-Tuena *et al.*, (2005)..... 19

## Capítulo II

Figura 2.1: Mapa tectónico de la parte Central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, muestra las fallas, epicentros y mecanismos focales. Tomado de Singh *et al.*, (2012) modificado de Ego y Ansan, (2002)..... 28

Figura 2.2: Sección del sistema de Fallas Chapala-Acambay, en el recuadro se muestra la zona con mayor actividad sísmica. Tomado de Garduño-Monroy *et al.*, (2009)..... 29

Figura 2.3: Mapa que muestra la estructura del Graben de Acambay, se señalan las principales fallas y los principales centros de emisión volcánicos. Tomada de Roldan-Quintana *et al.*, (2011)..... 31

Figura 2.4: Mapa de la parte Este de la Zona de Falla Chapala-Tula (ZFCT) en el recuadro se muestran las fallas normales del Graben de Acambay, los puntos pertenecen a los epicentros de sismos históricos, las flechas indican la traza general del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. Tomado de Langridge *et al.*, 2013..... 32

Figura 2.5: Imagen donde se muestran las unidades en la región del graben de Acambay. Tomado de Ortuño *et al.*, (2014)..... 33

Figura 2.6: Imagen donde se muestra el recuadro de la imagen anterior mostrando la falla de Pastores. Tomado de Ortuño *et al.*, (2014)..... 34

Figura 2.7: Sección de la trinchera paleosísmica del sitio de Tixmadejé Chiquito. El muro sur fue invertido para comparación. Las fallas mayores están etiquetadas de a hasta e. La trinchera fue excavada a través de series de un tosco depósito coluvial desprendido de la roca base del frente de escarpe, en una pendiente escarpada sobre la trinchera. El terremoto de 1912 se puede ver en la geomorfología de las fallas a una corta distancia entre 2 y 3 metros de la falla b. El escarpe ha sido modificado por un camino a pie. Los paleo eventos y la separación vertical se han determinado por

inversión de estrías de fallas. Las unidades sobre la roca base se conocen del Holoceno basado en la edad de YC2 y el desarrollo de suelo. Tomado de Langridge *et al.*, (2000)..... 35

Figura 2.8: Detalle de la localización, geomorfología y estratigrafía del sitio Boshi Grande (a) mapa de localización de trincheras sobre la superficie de un abanico aluvial joven (dibujado); (b) columna estratigráfica de las unidades con datación C14 reconocidas en la trinchera bajo la superficie del abanico. Las trincheras están localizadas cerca de la probable localización de la ruptura sobre la Trinchera 1 (inferida antes de escarbar) donde el muro de roca crea la ruptura del escarpe. El mapa de bajo nivel muestra la traza de falla mostrado en un viejo mapa geológico (DETENAL, 1980) y no representa la localización exacta de la falla. Tomado de Langridge *et al.*, (2000)..... 37

Figura 2.9: Esquema estructural de esfuerzos del sistema de fallas central del Graben de Acambay, este sistema afecta al volcán Temascalcingo, en los círculos de Mhor se obtiene la correlación de esfuerzos aplicados en los puntos de muestreo. Tomado de Rodríguez-Pascua *et al.*, (2017)..... 39

Figura 2.10: Esquema de la fase destructiva y depósito de avalancha de escombros del Volcán Temascalcingo y erupción explosiva que le siguió. Tomado de Roldan-Quintana *et al.*, (2011)..... 41

Figura 2.11: Columna estratigráfica representativa del depósito de avalancha del Volcán Temascalcingo y rocas volcánicas asociadas (flujo de bloques y ceniza Magdalena y depósito de caída de pómez). La sección se ubica cerca de la localidad de Corona. Tomado de Roldan-Quintana *et al.*, (2011)..... 42

Figura 2.12: Columna estratigráfica de unidades con descripción simplificada, edades de radiocarbono para las dos secciones de la trinchera Paleosísmica Manto del Río, en la sección Oeste se localizó un relleno de fisura, o fractura atravesando la sección. Imagen tomada de Langridge *et al.*, (2013)..... 44

Figura 2.13: Mapa de distribución de la Toba Amealco, en la porción de la Toba Amealco situada el sur del Graben de Acambay, cerca de Tlalpujahuá corresponde a la Formación las Américas definida por Fries *et al.* (1977), EH, Hepitacio Huerta; LL, La Loma; SI, San Idelfonso; PB, Presa Brockman; T, Taxhie; SSB, San Sebastián de las Barrancas; VB, Venta de Bravo, Tomado de (Aguirre-Díaz, 1995)..... 50

Figura 2.14: Mapa Geológico del área de Tierras Blancas en el Sureste del graben de Acambay. La sección transversal a lo largo de la línea A-A' fue seleccionada para representar el contexto estratigráfico de los lechos lacustres de Tierras Blancas, los números son muestras de rocas correspondientes a las rocas volcánicas en el Apéndice B (ver Mercer, 2005; Apéndice B). Nombres

de Localidades: LA: Las Arenas, LC: Las Casas, LE: Los Espejos, CE: Cementerio de San Bartolo, SB: San Bartolo, LR: Las Represas, ED: El Durazno, TE: Línea de Teléfono, LP: La Plataforma, CA: La Cascada. Tomada de Mercer, (2005)..... 68

## Capítulo IV

Figura 4.1: En esta fotografía tomada desde la comunidad de Manto del Río se muestra la Falla Pastores, marcada con la línea en rojo, se puede notar que la parte superior de la Falla no presenta vegetación de ningún tipo, a comparación de las imágenes 18 y 19 donde se observa que está cubierta por árboles, durante el recorrido realizado se pudieron observar bloques de roca algunos de ellos de más de 2 m de largo que se desprendieron, así como arboles combados en su base, en parte contradice a la teoría que dice que debería estar desprovista de vegetación al ser una estructura activa e inestable, sin embargo esto no se puede afirmar a simple vista ya que presenta otras características como juegos de falla paralelos a la falla principal que nos dicen que si es una estructura activa..... 89

Figura 4.2: Foto donde se aprecia la falla Tixmadejé, línea roja, al fondo se localiza Acambay; puede verse el escarpe y la magnitud de la falla desde el piso del valle, la longitud no se aprecia completamente pero se pueden observar las dimensiones que presenta, sobre esta falla se registraron rupturas superficiales de .50 a 1m producidas por el sismo de 1912..... 90

Figura 4.3: Esta foto fue tomada desde el sitio conocido como la “Gruta”, se muestra el curso del río Lerma y pueden verse las paredes que integran ambos lados del cañón, se puede ver una línea horizontal amarilla, el cual es el acueducto por el cual pasa el agua que es traída desde la comunidad de Pastores, cuenta con 12 km. La línea negra pertenece a una falla que se encuentra afectando el bloque oriente..... 91

Figura 4.4: En la foto se observa parte de un derrumbe de material ubicado en la ladera norte del flanco sur del volcán San Agustín, este sitio se conoce como la Cruz y en particular donde se observa el derrumbe como la “cañada” en este sitio se producen diversos tipos de procesos gravitacionales y de remoción en masa, no es muy frecuentado salvo por las personas que recolectan leña..... 92

Figura 4.5: Se muestra un árbol caído producto del derrumbe de material rocoso en la ladera de la imagen anterior unos metros separados uno de otro punto, así como con la siguiente, pero que se encuentran en el área..... 93

- Figura 4.6: Se muestra otro árbol caído en la misma zona, poco más arriba de la imagen anterior, se observó que la vegetación comenzaba a reaparecer, en forma de arbustos y enredaderas..... 94
- Figura 4.7: Este muro se encuentra con visibles fracturas, lo que evidencia las características geológicas de la región, las rocas son totales y presentan fracturas verticales como se señalan con las líneas en rojo, algunas de estas fracturas llegan hasta la base..... 95
- Figura 4.8: se muestra una vista desde arriba de lo que es el semi-graben del Volcán Temascalcingo mencionado en el Capítulo III, desde este punto se ven parte de una de las paredes como la descrita en la imagen anterior..... 95-96
- Figura 4.9: En la imagen se muestra la cicatriz de un derrumbe de rocas, se conoce como la Cantera de Corona, por el nombre de la localidad de llamada Corona, las rocas y el material obtenido es destinado para la construcción por los pobladores los cuales se encargan de gestionar su uso y acceso para explotar el banco de material, las dimensiones han cambiado considerablemente, aunque se afirma que así ha estado por muchos años, en 1998 aquí se produjo un derrumbe de material..... 96
- Figura 4.10: Esta foto es de una barranca que se encuentra atravesando casi por el centro la comunidad, el arroyo es conocido como “Gatos”, en esta barranca se puede apreciar el conglomerado de rocas con estratificación cruzada y con un ligero basculamiento del bloque que se observa, el cual está hacia el Sur y sobresale ligeramente con respecto al resto, en este sitio se presentan desprendimientos de roca y muestra signos de actividad tectónica en su base, ya que se presentan cárcavas en la base de los muros, poco más hacia la derecha de la imagen, lleva por encima una calle la cual presenta graves problemas estructurales como grietas y hundimientos, en la línea negra se marca una falla..... 97
- Figura 4.11: La foto fue tomada en la misma barranca antes señalada, en la parte que se encuentra marcado con una cruz en la Imagen 8, en esta parte la barranca pierde poco a poco su profundidad y es cruzada por una calle que permite el paso, pasado este punto, hacia la izquierda de la imagen vuelve a profundizarse haciéndose más estrecha, es en este punto donde la corriente de agua se pierde y sale más abajo, puede verse un desprendimiento a causa de las construcciones que se encuentran sobre esta, además de que se descargan aguas negras al interior (circulo rojo), así como se arroja basura y desperdicios..... 98
- Figura 4.12: Vista de la barranca señalada en la imagen anterior, esta imagen fue tomada en la parte que se encuentra en el extremo izquierdo, se puede observar que hay bastante vegetación debido a que fueron tomadas entre los meses de julio-agosto cuando se presenta la mayor cantidad de precipitación en la zona..... 99

Figura 4.13: Es foto panorámica, donde se marcaron con rojo las barrancas que se encuentran sub-paralelas a la falla San Mateo en la parte del volcán Temascalcingo, fue tomada sobre el trazo de la falla, estas barrancas pueden formar parte de la falla principal y que se manifestaron en el valle produciendo las barrancas que se encuentran en esa zona, en algunas partes alcanzan hasta los 20 m y presentan procesos activos de intensa degradación del suelo, derrumbes y caídas de rocas, al interior corre de manera intermitente una corriente de agua..... 100

Figura 4.14: En la foto se puede apreciar a primera vista la grita que presenta la construcción, por cuestiones personales de los habitantes no se pudo ingresar en la vivienda para comprobar si hay algún daño interno en la estructura, la construcción es de adobe, teja y madera, ya no son comunes y se han reemplazado por construcciones de concreto y tabique. Esta es la evidencia de la vulnerabilidad estructural de algunas viviendas..... 107

Figura 4.15: Estas son las condiciones del canal de riego de la ribera derecha del río Lerma, a la altura de la comunidad de Maro, en el círculo rojo se distinguió el cadáver de un perro entre la basura, que además daba un olor característico al lugar, los desperdicios que son en su mayoría botellas pet, recipientes para comida como vasos y platos desechables y bolsas de plástico se acumulan y obstruyen las salidas del agua, esto constituye un riesgo a la salud pública..... 112

## Resumen

El evento que motivo a realizar el análisis ocurre el día 19 de noviembre de 1912, con una magnitud de 7.0 M, ocurrido en el municipio de Acambay, Estado de México, este evento fue catastrófico, la dirección de las ondas se propagaron en dirección SW (Urbina y Camacho, 1913) en la región existe otro antecedente más reciente ocurrió en el municipio de Maravatío el día 22 de febrero de 1979, de magnitud 4,9. Estos dos eventos son importantes pues dan prueba de la ocurrencia de actividad sísmica moderada y fuerte en la región del Graben de Acambay.

En el Capítulo I se analiza la evolución y conformación del territorio nacional a través de su historia geológica y régimen tectónico brevemente para entender la formación del Cinturón Volcánico Mexicano haciendo un mayor énfasis en el tipo de materiales que lo componen y los periodos de actividad.

En el Capítulo II se describen los sistemas de Fallas Regionales sus características tectónicas y estructurales, además se describe el Graben de Acambay, sus características estructurales y tectónicas, su geología se describe por sectores ya estudiados por diversos investigadores.

En el Capítulo III se analizan los procesos de subsidencia de un sistema graben y los procesos de remoción en masa algunos de los más comunes, sobre todo los que se presentan en el área de estudio, también se realiza de forma más específica una discusión de *La teoría de la reactivación de fallas de Odrael Quintero Legorreta (2002)* la cual nos brinda un apoyo para el análisis estructural y comprensión de las fallas que se encuentran en el área de estudio ya que corresponden a uno o varios sistemas y a varios periodos de actividad tectónica con eventos geológicos importantes, además de brindar otro soporte para el análisis de las estructuras presentes,

pues a pesar de los estudios la zona no se ha podido comprender del todo por ser compleja y dinámica.

Por último, en el Capítulo IV se realiza el análisis y discusión de la vulnerabilidad, social, económica, organizacional, institucional, educacional y de los componentes físicos que encontramos en el área de estudio.

Esperando que sea un trabajo congruente y con un análisis de fácil comprensión que pueda servir a otros proyectos como organización social, programas de emergencia o contingencia o simplemente como un acervo más que amplíe el conocimiento de nuestra comunidad.

# I Antecedentes de la formación del Territorio Mexicano

## 1.1 Evolución Geológica de México

La República Mexicana se encuentra localizada en los bordes de las placas de América del Norte, del Pacífico, del Caribe, la microplaca Rivera y de Cocos, (Figura 1.1) la cual se encuentra siendo arrastrada bajo la placa del Norte de América a lo largo de la Trincheras de Acapulco, una zona de subducción que se extiende desde el Estado de Jalisco hasta Centro América, junto con otro rasgo asociado importante producto de la actividad tectónica regional manifestado en el Cinturón Volcánico Mexicano, los esfuerzos geotectónicos que se experimentan en la región son distensivos debido a la separación cortical que se han identificado en las placas antes mencionadas los cuales se desplazan en sentidos opuestos, la placa de Norteamérica hacia Oeste-Suroeste y la placa del Caribe hacia el Este, la placa del Pacífico al Noroeste y la placa de Cocos en dirección Noreste-Este. (Aguayo y Trápaga, 2013)



Figura 1.1: Disposición de las principales placas tectónicas que se encuentran interactuando, se puede distinguir el contorno continental y el territorio de la República Mexicana. Tomado de Corona y Benavides 2012.

Dentro de este marco geológico iniciado en el Jurásico (140 millones de años) la placa de América del Norte inicio su desplazamiento hacia el Noroeste y Oeste, de igual modo asimiló a las Placas Oceánicas de Farallón y Kula, ocasionando que el arco magmático migrara hacia el Noreste, seguidos de más arcos generados durante el Cretácico Superior hace 70 millones de años. (Figura 1.2) (Aguayo y Trápaga, 2013).

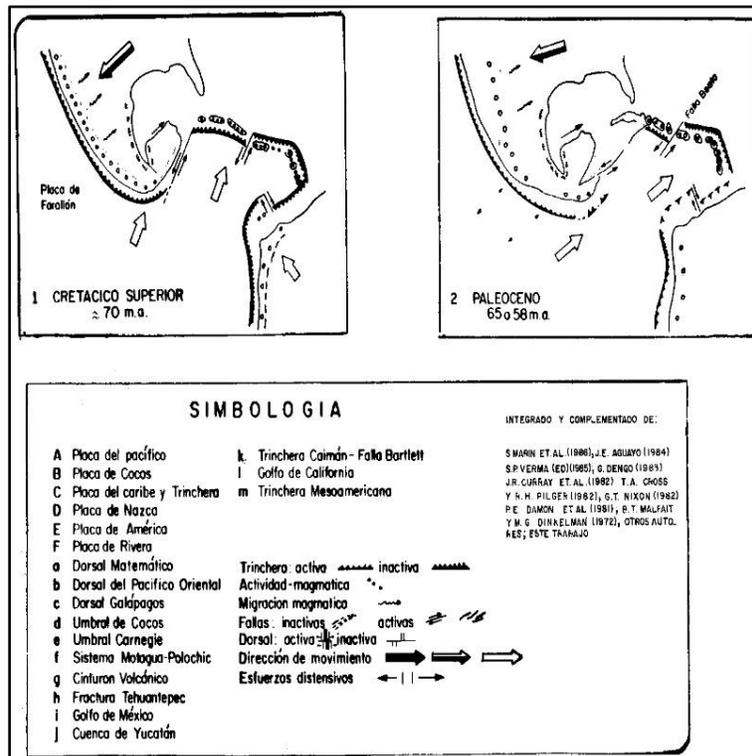


Figura 1.2: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987) 1 Cretácico Superior (70 Ma) 2 Paleoceno (65 a 58 Ma).

Durante el Cretácico, el ángulo de inclinación de la Placa Farallón cambio a 10° provocando una migración de la actividad magmática al oriente, iniciando la orogenia Laramide que es el evento tectónico de deformación y convergencia en el Noreste, en la cual tuvieron origen la Sierra

Madre Occidental y la Cuenca del Golfo de México, resultado de esfuerzos de plegamiento y fallamiento, asociados a los eventos de actividad magmática asociada a la subducción de la placa oceánica en el noroeste y sur de México. (Aguayo y Trápaga, 2013).

Durante el Cretácico Superior al Paleoceno (58 Millones de años, Figura 1.2) el arco magmático continuo su migración hacia el oriente, en la zona de la Península de Baja California, así como el inicio de actividad volcánica que duro hasta el Eoceno Superior (Figura 1.3) y tuvo un avance hacia el interior de México; al mismo tiempo se desplazaba hacia el sureste en el borde actual del Pacifico, sobre la Trinchera de Acapulco, coincidiendo con el desplazamiento de la placa oceánica Protocaribeña en dirección Noreste a medida de que se separaban las placas de Norteamérica y Sudamérica formándose el arco insular magmático de Centroamérica durante el Oligoceno (Figura 1.3). En lo que correspondería actualmente a la parte del Sur de Guatemala y norte de Honduras, el Caribe y Centroamérica. (Aguayo y Trápaga, 2013)

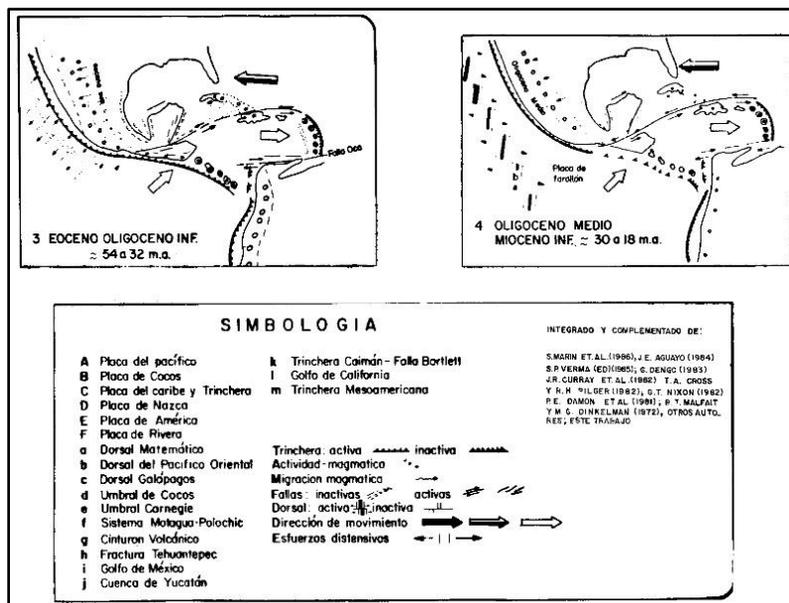


Figura 1.3: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987) Periodo correspondiente del Eoceno a Oligoceno Inferior (54-32 Ma) periodo del Oligoceno Medio a Mioceno Inferior (30 a 18 Ma).

Del Oligoceno al Mioceno Inferior la actividad magmática retrogradó hacia las costas del Pacífico, llegando a su punto álgido de actividad durante el Oligoceno Medio, y hasta parte del Mioceno Medio, durante este periodo el bloque de Yucatán se desplazó rotacionalmente de Noreste a Sureste generando la deformación y plegamiento de la Sierra Madre del Sur a lo largo del sistema de Fallas Motagua-Polochic (Aguayo y Trápaga, 2013). El desplazamiento inicial del bloque de Yucatán permitió la distensión y rompimiento en bloques del basamento de manera que provocó su hundimiento diferencial y con esto la formación de cuencas marginales y a la evolución del cañón de Campeche, dando lugar a la posterior apertura del Golfo de México. En el Norte se reactivaron las fallas de Bartlett y Puerto Rico en las trincheras de Cuba y Puerto Rico conformando el límite Norte de la Placa del Caribe en un movimiento W-E formándose las Antillas Menores.

Mioceno Medio-Plioceno Temprano (13-4.5 Millones de años, Figura 1.4), la placa de Norteamérica asimiló por debajo a la Dorsal Oceánica del Pacífico Oriental dando lugar al desarrollo de dos juntas triples hacia el interior de la placa de Norteamérica expresado en un sistema estructural complejo compuesto de fracturas y fallas normales y laterales permitiendo la salida de lava y piroclastos de tipo andesítico, facilitando el desplazamiento del margen NW por medio de un sistema de fosas y pilares alargados paralelos al margen de la placa. (Aguayo y Trápaga, 2013)

Hacia el Sur en el Istmo de Tehuantepec se manifestó una intensa actividad tectónica a partir del Mioceno, provocando un rápido hundimiento en el basamento dando paso a la formación del Golfo de Tehuantepec, como consecuencia de la reactivación del bloque Honduras-Nicaragua que se desplazaba a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic, generando el desarrollo de fallas laterales en el Macizo Granítico de Chiapas, (Figura 1.4). Simultáneamente la placa de Cocos se desplazaba hacia el NE debido a los esfuerzos compresivos generados por la fricción, provocando la ruptura del Macizo Granítico de Chiapas (Aguayo y Córdova, 1987).

Durante el Mioceno la actividad tectónica fue muy importante en México, América Central y el Caribe, hacia el Mioceno Medio la provincia del Golfo de México subsidió rápidamente de norte a sur, simultáneo a la emersión de la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Chiapas, reactivándose el sistema de fallas Motagua-Polochic, lo que permitió el giro del banco de Campeche-Yucatán que comenzó desde el Terciario Medio. Esta ruptura se manifiesta en la sonda de Campeche, Figura 1.4, y mediante el cauce del río Usumacinta delimitando la provincia plana del Petén de la Sierra de Chiapas (Aguayo y Trápaga, 2013).

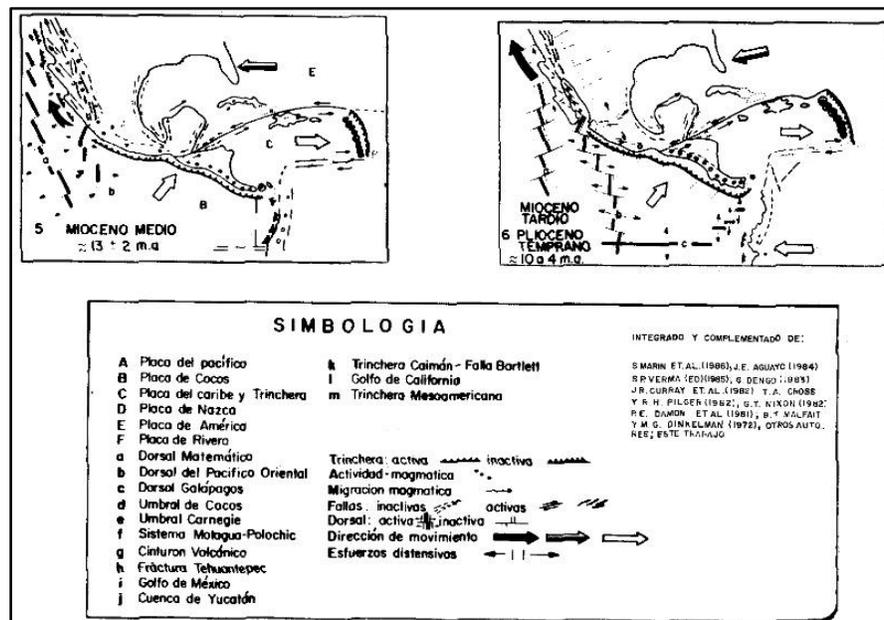


Figura 1.4: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987), Mioceno Medio (13 a 2 Ma), Mioceno Tardío a Plioceno Temprano (10 a 4 Ma).

En América Central continuó la actividad volcánica durante el Mioceno Medio, prolongándose el arco magmático casi hasta América del Sur, la sub-placa del Pacífico Proto-

caribeña, se separa de la placa Oceánica de Farallón, Figura 1.4, conformándose así la nueva Placa del Caribe que se movió independiente a la de Farallón que se desplazaba al NE, mientras que la nueva placa se dirigió al Este (Aguayo y Córdova, 1987).

La Trinchera Oceánica en la parte NW de la Placa de América del Sur, comienza a desactivarse y entra en actividad la trinchera de las Galápagos, Figura 1.4, que inicia a partir del Oligoceno Superior cambiando su orientación inicial E-NE por el actual rumbo E-W con el movimiento de la Placa del Caribe durante el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (Aguayo y Trápaga, 2013)

Al NW del Territorio Mexicano durante el Mioceno Tardío y Plioceno Temprano se comenzó a separar el extremo SE de la actual Península de Baja California iniciando la apertura del Golfo de California. A partir del Plioceno se siguió desplazando al NW hasta separarse por completo del resto de México, debido al movimiento de la Placa de América del Norte que asimiló la Dorsal del Pacífico Oriental. Como consecuencia del movimiento de las Placas de América del Norte al W; de Cocos al NE; del Caribe al E; y el desplazamiento de la península de Baja California al NW, en la parte central de México se generó una zona de debilidad cortical denominada Cinturón Volcánico Mexicano, que tuvo su mayor actividad durante el Plioceno-Cuaternario (4.5 a 0.5 Millones de años, Figura 1.5) (Aguayo y Córdova, 1987).

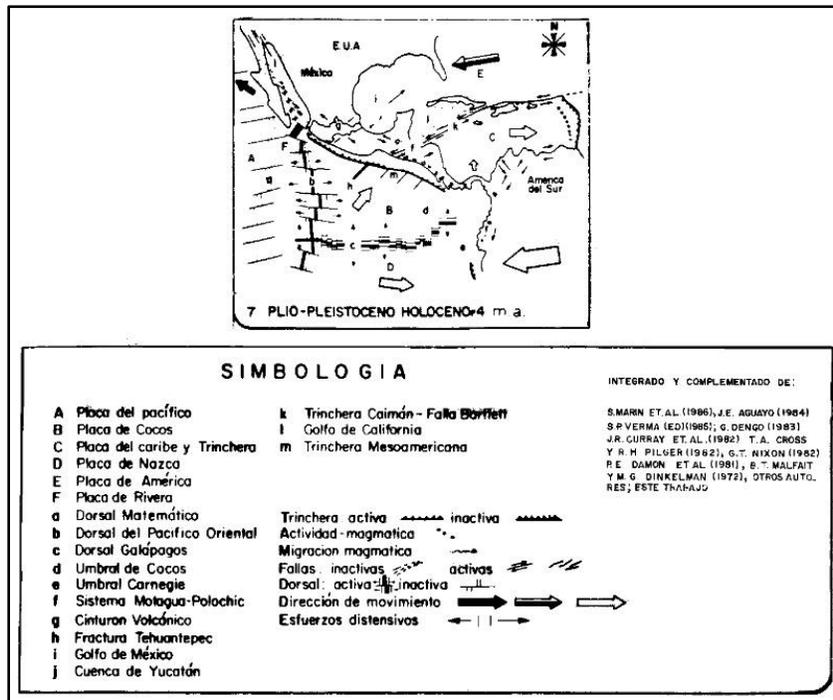


Figura 1.5: Secuencia del modelo conceptual geodinámico de México, Centroamérica y el Caribe durante el Terciario y el Cuaternario. Tomado de Aguayo y Córdova (1987). Periodo Plio-Pleistoceno a Holoceno (4 Ma).

## 1.2 Cinturón Volcánico Mexicano

El Cinturón Volcánico Mexicano, como preferimos llamarle, también se menciona como Eje Neovolcánico y Faja Volcánica Trans-mexicana es como se denomina al arco volcánico que atraviesa a la República Mexicana con orientación ~E-W (Lugo-Hubp *et al.*, 1985; Ferrari, 2011). El Cinturón Volcánico Mexicano (Figuras 1.6 y 1.7) tiene una longitud de 920 km, desde Bahía de Banderas en el Estado de Jalisco hasta Punta Delgada en el Estado de Veracruz (Aguayo y Trápaga, 2013). Su extensión norte-sur es variable desde el centro del Estado de San Luis Potosí hasta el Municipio de Chaucingo, Morelos tiene 400km mientras en la porción de Teziutlán, Puebla y la Ciudad de Orizaba, Veracruz solo tiene 100km. (Aguilar-Vargas, 1987; Gómez-Tuena, 2005).

Su actividad comenzó a manifestarse a partir del Eoceno, durante la ruptura, subsidencia y convergencia ocurridos en los bordes de las Placas América del Norte, Farallón y del Pacífico, conforme la Placa Farallón se deslizaba por debajo la Placa de América del Norte, se fragmentó en las Placas menores de Juan de Fuca, Rivera y Cocos, a su vez se acercaba a la dorsal Pacífico-Farallón de manera oblicua a la Trincheras de Acapulco, este régimen tectónico se mantuvo durante todo el Mesozoico y gran parte del Cenozoico. (Lugo-Hubp *et al.*, 1985).

La actividad tectónica también se vio influenciada por los movimientos tectónicos que derivaron al Bloque de Chortis, la Plataforma Yucateca y la posterior subsidencia y apertura del Golfo de México, el plegamiento que dio origen a la Sierra Madre Oriental, generando un cambio en el régimen tectónico en el Noroeste de México y Suroeste de Estado Unidos que daría paso a la Sierra Madre Occidental, (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2005); en cambio en el sur de México durante el Cretácico tardío se produjo el truncamiento de la margen continental y la extinción paulatina del magmatismo de arco en la Sierra Madre del Sur, anterior al desarrollo del Cinturón Volcánico Mexicano, la evolución tectónica Mesozoica y Cenozoica del Sur de México está dada por

secuencias sedimentarias continentales asociadas a extensión en zonas de fallamiento lateral a modo de secuencias intermontanas y reactivación de fallas preexistentes definidas por la influencia de las interacciones tectónicas en las margen del Pacífico, diferentes con respecto a las del norte del país, aunque tienen semejanzas en el basamento y estructuras tectónicas, las diferencias en el emplazamiento de los magmas indican que se produjo un cambio en el estilo tectónico durante el Eoceno medio u Oligoceno, reportado como Orogenia Laramide (Morán-Zenteno *et al.*, 2005), pasando de ser un tipo Andino la convergencia de placas, a uno extensional-transcurrente, a lo largo del sistema de falla de San Andrés y Golfo de California, asociados a cambios en los polos de rotación y la segmentación de la antigua Placa de Farallón, en las actuales Cocos y Rivera. La hipótesis más aceptada sobre la Orogenia Laramide, es que se debió a ajustes en respuesta a cambios en la geometría de subducción, una reducción progresiva del ángulo de subducción en la convergencia de la Placa Farallón, además de la asimilación de la dorsal Farallón en el borde de la Placa de América del Norte, forzando al eje magmático asociado a moverse tierra adentro iniciado en el Mioceno, hace 25, 12.5-11 y 6.5-3.5 Ma. (Valencia y Ortega, 2011). La placa Rivera tiene un ángulo aproximado de 45° mientras que la placa de Cocos mantiene en la parte occidental un ángulo aproximado de 30° y en la parte oriental 20° (Pardo y Suárez, 1995).

El Cinturón Volcánico Mexicano está constituido por una variedad de estructuras tales como volcanes escudo, estratovolcanes, conos cineríticos y calderas, la composición química del material expulsado así como la relación espacio temporal del volcanismo alcalino intraplaca y la variabilidad del ancho del arco (Figura 1.8), así como la fase tectónica extensional intra-arco contemporánea al volcanismo y que se relaciona al tipo de basamento preexistente y a fracturas anteriores reactivadas o aprovechadas por la actividad volcánica, emplazándose en cuencas tectónicas preexistentes, (Lugo-Hubp *et al.*, 1985), como El Bajío la cual es una cuenca

sedimentaria continental y es el contacto entre la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental, en donde existe una contemporaneidad entre el evento magmático y la ocurrencia de fallas normales como la falla del Bajío y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, las cuales limitan la Mesa Central y la parte centro norte del Cinturón Volcánico Mexicano, donde la deformación hace aflorar rocas del Mesozoico y Cenozoico al noroeste de la Sierra de Guanajuato (Botero-Santa *et al.*, 2015).

Entre la cuenca de los Azufres, Michoacán (3,500 m) y la cuenca del Valle de México, (4,000 m), existe una diferencia de 500 metros, (Pérez-Cruz, 1988), se cree que la deformación inicio durante el Eoceno tardío y continuo durante el Cenozoico, a consecuencia de la deformación causada en una zona de transición de bloques continentales al norte y sur del Cinturón Volcánico Mexicano, zonas con regímenes tectónicos distintos, al Norte sin deformación relevante o aparente, mientras que al Sur actuó un régimen transcurrente, generando extensión en la Mesa Central desde el Eoceno hasta el Mioceno, durante este periodo se produjo una transición de un tipo de cuenca marina a cuencas lacustres continentales influenciadas por el volcanismo y actividad tectónica producida por la subducción de las placas en el Pacifico (Botero-Santa *et al.*, 2015). A partir del Eoceno una zona de despegue se debió localizar en la región centro del Cinturón Volcánico Mexicano, debido a que la deformación al Norte y Sur de esta zona migró en sentidos opuestos, en la Mesa Central la deformación migró al Oeste, desde el Oligoceno temprano hasta el fin del Mioceno en el Golfo de California, al Sur la deformación migró al Este; localizándose la zona de mayor debilidad cortical en la zona de despegue, permitiendo dar paso al volcanismo cuando las condiciones fueron las propicias para manifestarse, generación del magma a 100 km de profundidad con un esfuerzo mínimo principal horizontal ( $\sigma_3$ ) deformación extensional, permitiendo el ascenso del magma.

Demant (1978), dividió en cinco porciones el Cinturón Volcánico Mexicano, el Graben de Colima, los campos monogenéticos de Michoacán, las cuencas de México, Toluca y Puebla y el extremo oriental, retomando la división anterior Lugo-Hubp *et al.*, (1985) en su análisis de la parte central en particular entre el Lago de Chapala, al Oeste y el Volcán la Malinche al Este, Figura 1.6, donde quedan comprendidas las zonas de Michoacán y las cuencas de México, Toluca y Puebla donde se ha presentado actividad Cuaternaria en una gran cantidad de volcanes, 3,000 aprox. Identificaron cinco grados de intensidad de actividad volcánica, además concluyen que las zonas donde se manifestó con mayor intensidad el volcanismo y en determinados periodos corresponden a zonas o porciones de mayor debilidad cortical de la corteza, además de una relación entre los volcanes jóvenes y el relieve lacustre y fluvial proponen que durante el Pleistoceno el desarrollo de lagos en planicies elevadas cubrían una mayor extensión a la actual y el cual se vio interrumpida, modificado o sustituido por la actividad volcánica.

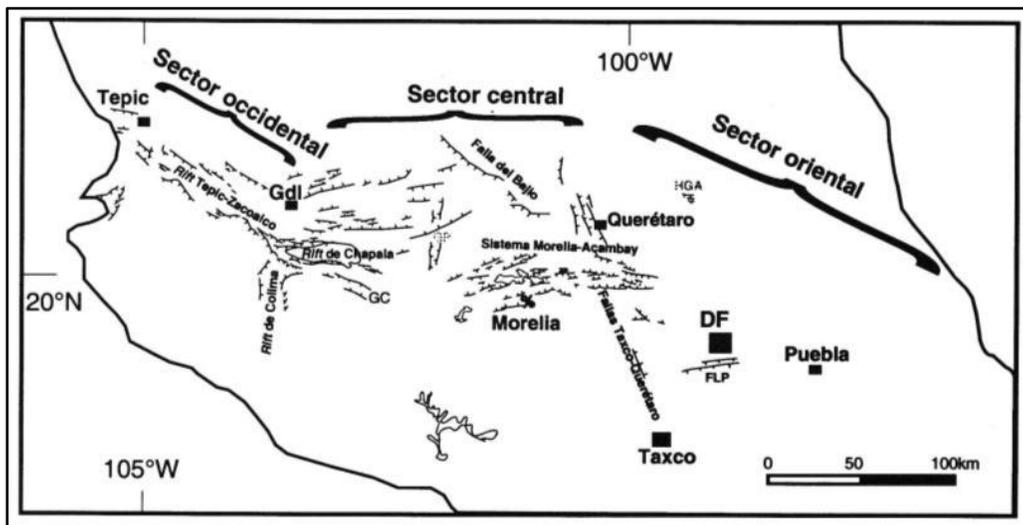


Figura 1.6: Mapa donde se muestran los rasgos mayores descritos en los trabajos de Demant 1978; Lugo-Hubp *et al.*, 1985 y Ferrari *et al.*, 2011. Tomada de Demant (1978). En la parte Oriental del Sector Central se encuentra el cruce entre el sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y el sistema Chapala-Tula

con su estructura el Graben de Acambay como una zona de transición entre bloques de distinto espesor y características minerales.

Es necesario señalar que para nuestro estudio la zona de interés se encuentra en la cuenca de Toluca-Atlacomulco, Figura 1.7, en el graben de Acambay, donde se presentan numerosos conos volcánicos y domos, así como escarpes alineados E-W, donde además tiene desarrollo la cuenca del río Lerma, Madrigal-Urbe *et al.*, (2010) realizaron un estudio de la porción Noroeste del Estado de México y reconocen lineamientos de fallas que limitan bloques asociados a cizallamientos en la corteza terrestre localizados en una zona de transición entre bloques continentales, el más antiguo se integra por fallas de orientación NE-SW asociado a otro de orientación NW-SE más reciente y ligado a procesos de basculamiento tectónico Cenozoico. Entre estos sistemas se haya otros más recientes con orientación N-S y E-W definidos por procesos volcánicos activos, en particular donde se encuentran entrelazados todos los sistemas como son el Nevado de Toluca y la triple caldera de Zitácuaro, en donde existe la presencia de material de tipo ácido, basalto, brechas y tobas estos materiales se asocian a conos cineríticos y representan las zonas de volcanismo reciente en el Cinturón Volcánico Mexicano.

En el estudio realizado por Lugo-Hubp *et al.*, (1985) concluyen que el Cinturón Volcánico Mexicano no es una estructura homogénea, pues se presentan distintos tipos de actividad volcánica a lo largo del arco magmático y en diferentes periodos geológicos de manera que está compuesto por localidades pequeñas donde se presentó con mayor o menor intensidad, interpretadas como las zonas de mayor debilidad cortical donde la expresión del relieve sobresale por sus características heredadas, no se puede considerar a todo el Cinturón Volcánico Mexicano como una zona de debilidad cortical donde el volcanismo se manifestó en distintos estilos y con diversos tipos de

mariales sino como un arco magmático continental complejo que forma una zona transicional entre placas continentales, se han identificado zonas con aparente estabilidad como la Sierra de Mil Cumbres y la Sierra de las Cruces en donde se presenta una mayor concentración de volcanes que responden a características tanto del basamento y fracturas asociadas a la estructura geológica de la zona donde se emplazó el volcanismo, al igual que la presencia de volcanes jóvenes surgidos en estructuras más antiguas, preexistentes, lo que nos permite inferir que la actividad volcánica y las deformaciones asociadas han migrado a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano durante el tiempo geológico transcurrido en zonas de mayor debilidad cortical.

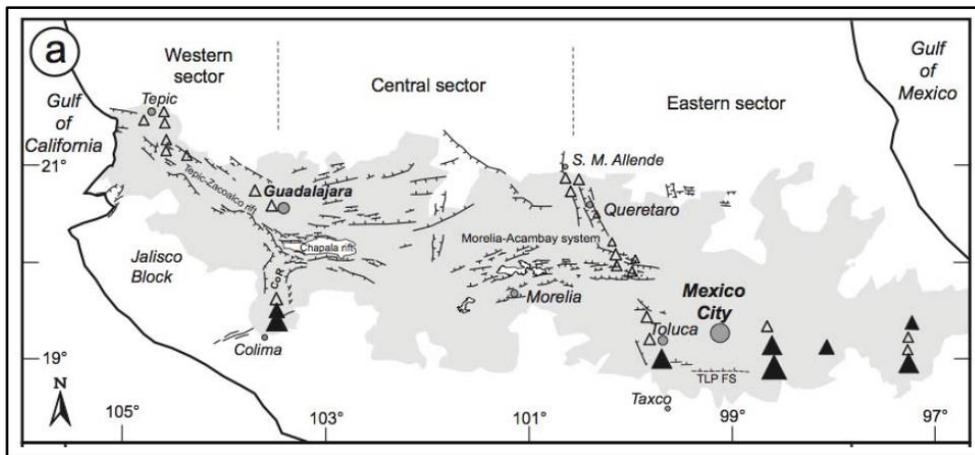


Figura 1.7: Se muestran los principales sistemas de fallas Mioceno-Holoceno del Cinturón Volcánico Mexicano, la distribución de volcanes poligenéticos (triángulos blancos) y volcanes monogenéticos (triángulos negros). Tomado de Ferrari, (2011).

### 1.2.1 Petrografía ígnea del CVM

Realizando un breve resumen de los episodios magmáticos en el Cinturón Volcánico Mexicano obtenido del estudio realizado por Gómez-Tuena *et al.*, (2005), distinguimos cuatro eventos importantes donde la actividad volcánica se manifestó con distintas características petrográficas.

1. Durante el Mioceno Medio se forma un arco de composición intermedia.
2. En el Mioceno Tardío se presenta un episodio máfico.
3. En el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano se presenta un episodio de vulcanismo silíceo que pasa a ser bimodal en el Plioceno Temprano.
4. Plioceno Tardío-Cuaternario se presenta la reconstrucción de un arco de variabilidad composicional a lo largo del Cinturón Volcánico.

De este mismo estudio se pueden enumerar los tipos de rocas predominantes encontradas en el Cinturón Volcánico Mexicano y que están asociadas a su evolución. En la Figura 1.8 tomada del trabajo de Ferrari *et al.*, (2011), sirve para ilustrar mejor la evolución y distribución, también ayuda a relacionar de mejor forma los tipos de rocas y los episodios de actividad volcánica en el Cinturón Volcánico Mexicano para lograr una mejor comprensión espacio-temporal de la actividad volcánica que permitan una mejor interpretación de los procesos de modelado del relieve y dinámicas espaciales de los materiales y estructuras que se localizan en la parte central de México.

## 1. Rocas Alcalino Sódicas.

Son comunes en ambientes tectónicos intraplaca, son escasas en volumen dentro del Cinturón Volcánico Mexicano, se encuentran en los extremos oriental y occidental y en los campos volcánicos monogenéticos de Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin, Valle de Bravo-Zitácuaro y en las calderas de los Humeros y Acozulco. Las rocas más antiguas se localizan en el extremo Este del Cinturón Volcánico Mexicano en los campos volcánicos de Chinconcuaco-Palma Sola, Álamo, Sierra de Tantima y Tlanchinol. Se produjeron durante el Mioceno Tardío 7.5 Millones de años al Plioceno Temprano 3 Millones de años (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

## 2. Rocas Alcalino Potásicas.

Estas rocas marcan un frente de Arco Volcánico potásico en la porción occidental y central del Eje se encuentran en el bloque Jalisco, el graben Atenguillo, el campo volcánico Ayutla y Tapalapa en el rift de Colima. Son producto de un enriquecimiento mineral del manto metasomáticamente por el proceso de subducción intraplaca (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

## 3. Rocas Calcialcalinas.

Se encuentran distribuidas en toda la Faja Volcánica, ya que se encuentran presentes en todos los periodos de actividad y evolución del Eje volcánico, en una gran variedad de estructuras volcánicas como conos cineríticos, volcanes escudo, domos, estratovolcanes, calderas y también en fisuras y derrames (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

## 4. Magmatismo Silícico.

Se han distinguido tres episodios de este tipo de magmatismo, el primero en el Mioceno Tardío, el segundo en el Plioceno Temprano y el tercero en el Plioceno Tardío-Cuaternario. Las primeras manifestaciones ocurrieron en la parte Oeste y Centro del Eje aproximadamente 7

Millones de años durante el Mioceno Tardío. A partir del Plioceno hay una aparición de rocas máficas e intermedias en la parte central relacionadas a la actividad volcánica en las calderas de los Azufres, Amealco y Huichapan, asociado al intenso fallamiento (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

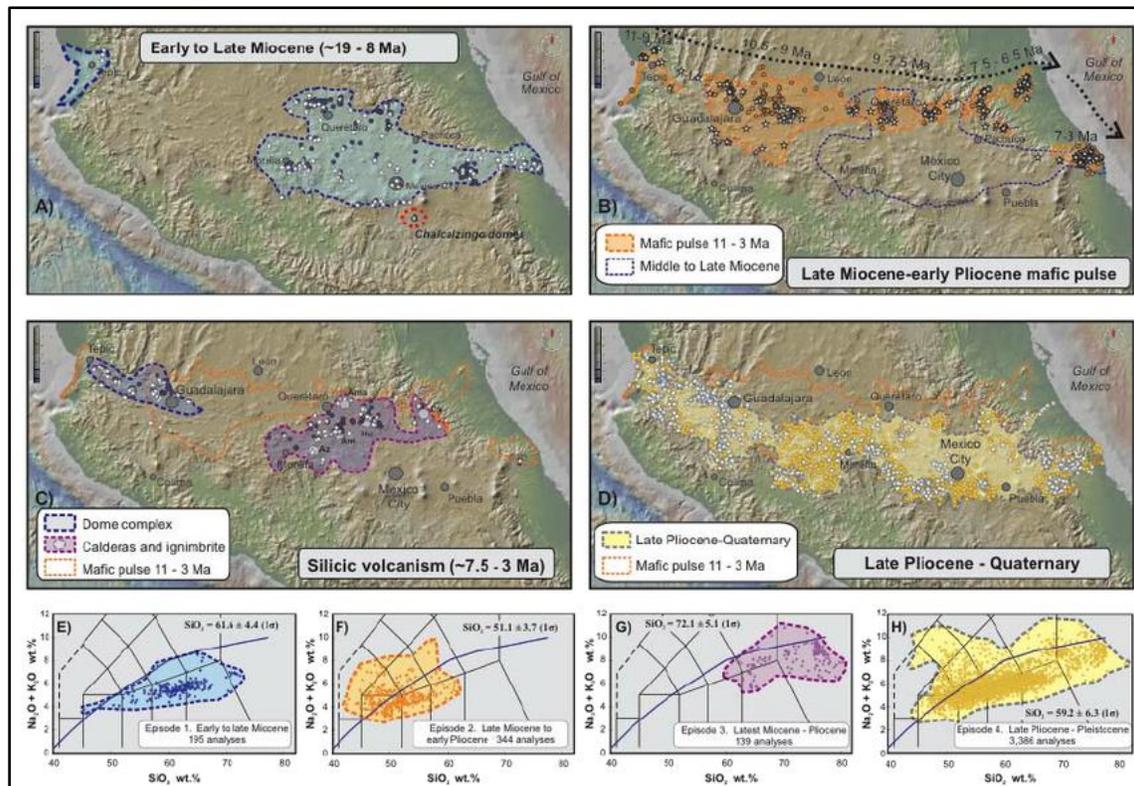


Figura 1.8: Distribución y composición de los productos del volcanismo en el Cinturón Volcánico Mexicano durante los cuatro episodios de actividad que se han reconocido en su evolución. Tomado de Ferrari *et al.*, (2011).

### 1.3 Eventos de Deformación para el centro Norte del Cinturón Volcánico Mexicano y la provincia tectónica de la Mesa Central.

Diversos autores han reportado la existencia de múltiples sistemas de fallas activas o potencialmente activas que afectan gran parte del territorio de México Pascuare *et al.*, 1987; Martínez y Nieto 1990; Suter *et al.*, 1992, 1996; Norato-Cortez 1998; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ojeda-García *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Reyes-Zaragoza 2001; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002; Zúñiga *et al.*, 2003; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2005; Quintero-Legorreta 2002; entre otros, parte de estos sistemas son consecuencia de la subducción de la placa de Cocos debajo de la Placa de América del Norte, se han reconocido estructuras posteriores al inicio de la subducción, algunas fallas han sido inferidas por falta de pruebas o por no tener una expresión clara en el relieve, también se han reconocido formaciones ampliamente distribuidas que guardan características similares, estas fracturas son la respuesta a los esfuerzos tectónicos ejercidos en la corteza por la compresión y ruptura de los bordes de las placas de Norte América y Pacifico principalmente.

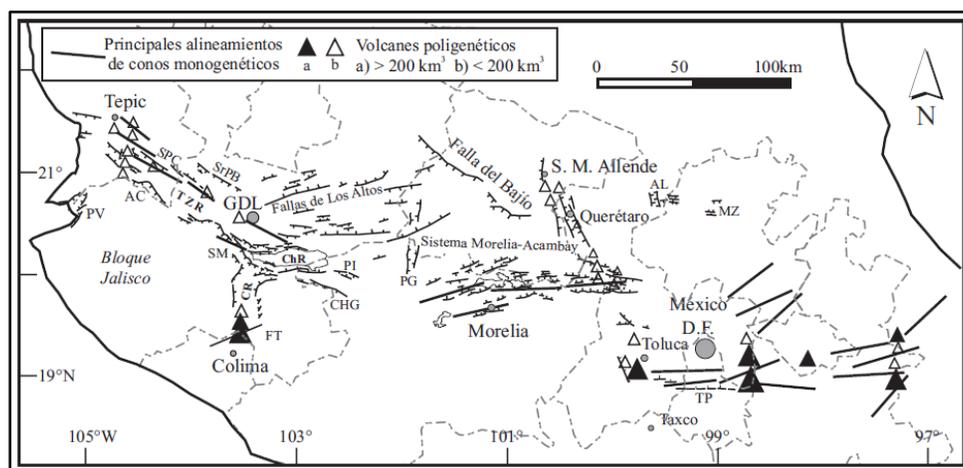


Figura 1.9: Se muestran la relación entre los principales sistemas de fallas Mioceno-Cuaternario con el volcanismo del CVM. TZR: rift Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-

Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: rift de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: rift de Chapala; PI: fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo; AL: semigraben de Aljibes; MZ: graben de Mezquital; TP: sistema de fallas la Pera. Tomada de Gómez-Tuena *et al.*, (2005).

Durante el Mesozoico gran parte del actual territorio de la Mesa Central, Cinturón Volcánico Mexicano y sur de México estuvieron dominadas por condiciones marinas de gran profundidad, durante este periodo se presentaron cambios del nivel local de los mares, habiendo retrocesos y avances, algunos de estos procesos se han logrado identificar con éxito en la plataforma Valles-San Luis Potosí y otras zonas de México (Campos-Enríquez *et al.*, 1994). La Mesa Central es una provincia tectónica activa que presenta características muy particulares en su basamento y que tiene un reflejo inverso en la superficie, su geología, la evolución tectónica y los sistemas de fallas que se manifiestan, la corteza en la Mesa Central es delgada se encuentra elevada y flanqueada por dos bloques más gruesos y deprimidos en relación con el resto de la estructura Nieto-Samaniego *et al.*, (2005), proponen una variación en el espesor de la corteza, 32 km en la Mesa Central, 37 km en la Sierra Madre Oriental y 40 km en la Sierra Madre Occidental, con presencia de material mantélico parcialmente fundido y atrapado en la zona adelgazada de la corteza como parte del proceso de adición generado en la base cortical, originando el levantamiento de la corteza en la zona adelgazada, asociado a este proceso se produce un aumento de calor en la parte inferior y media de la corteza (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

Las facies más antiguas pertenecen a rocas marinas de edad Triásica, sobre ellas se encuentran rocas continentales de edad Jurásica, a partir del Oxfordiano hasta el fin del Cretácico existieron condiciones marinas. Hacia el Sur y Oeste de la Mesa Central se encuentran conjuntos volcanosedimentarios marinos, con grandes espesores de basaltos almohadillados con

componentes sedimentarios de lutitas, arenisca y caliza, mostrando deformación plicativa y fallamiento inverso producidas durante la orogenia Laramide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), sobre este conjunto y a modo de discordancia angular hay rocas de edad Cenozoica de origen continental, con una base de conglomerados y rocas de composición andesítica a riolítica. En la parte superior de la secuencia volcánica Cenozoica se encuentran riolitas topacíferas producto de la fusión de la corteza, en la cima aparecen basaltos alcalinos del Mioceno y Cuaternario.

Los límites Este, Oeste y Sur se caracterizan por fallas activas de edad Cenozoica, el registro litológico a partir del Triásico tardío representado por afloramientos de sedimentos mesozoicos de cuenca marina intercaladas con rocas volcánicas básicas. Existe una discordancia angular entre las rocas volcanosedimentarias continentales del Jurásico Medio y la secuencia marina del Jurásico Superior sin componente volcánico, esto indica que en la Mesa Central se produjo una gran transgresión marina al tiempo que la actividad volcánica cesaba. A raíz de que la placa en subducción aumento su ángulo de inclinación al final del Jurásico Medio. Este pudo haber sido el origen del mecanismo de migración del arco volcánico hacia el occidente, produciendo extensión y subsidencia en la placa continental. Durante todo el Jurásico tardío las condiciones marinas actuaron en casi todo el centro de México, para formar la secuencia Cuenca Mesozoica del Centro de México (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Las unidades superiores presentan un cambio de facies que pasa de una sedimentación de calizas a sedimentos terrígenos con material detrítico de origen volcánico de edad Cenomaniano-Turoniano, reconociendo el inicio de la orogenia Laramide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El volcanismo y la deformación extensional actuaron al mismo tiempo en el Sur de la Mesa Central, 20 % dirección E-W y 10 % en sentido N-S.

- 1- Se produjo un adelgazamiento y levantamiento de la corteza (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997)
- 2- Hubo un aumento de temperatura en la corteza, produciendo la granulitización de su base (Hayob *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).
- 3- Emisión de grandes volúmenes de rocas efusivas de composición riolítica en un lapso cercano a 2 Ma que presentan características químicas indicativas de un origen a partir de fusión de la corteza (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005)
- 4- La formación de numerosas cuencas sedimentarias continentales rellenadas por depósitos aluviales. (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005)

Nieto-Samaniego *et al.*, (1999) atribuyen al mecanismo un aumento en la tasa de subducción, produciéndose una diferencia de esfuerzos, entre la razón de subducción y de convergencia, esto al parecer alcanzó los valores críticos necesarios para producir la extensión necesaria en la placa cabalgante.

Tanto el arco volcánico como la deformación extensional migraron hacia afuera de la Mesa Central durante el Mioceno, hacia el Sur y el Oeste, las rocas volcánicas del Mioceno en el límite meridional de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), se caracterizan por aparatos centrales y derrames fisúales, son considerados parte del Cinturón Volcánico Mexicano, el volcanismo asociado a fallamiento normal con tasas de deformación menores a las del evento Oligocénico. Durante el último evento magmático y con una discordancia angular con el resto de las unidades, de tipo alcalino y de edad Plioceno-Cuaternario, los cuales se relacionan a estructuras de fallas y fracturas donde se emplazan complejos volcánicos, estratovolcanes activos y fuentes hidrotermales, donde se ha registrado actividad sísmica, tienen un arreglo lineal que por sus

características petrológicas, geoquímicas y el estilo de volcanismo indican un rápido ascenso del material atravesando la corteza en zonas de fallas profundas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El graben de Acambay se localiza al Sureste de Huimilpan, donde se presentan fallas normales que pertenecen al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, localizado al sur de la Mesa Central, en la región de Huimilpan se presentan tres sistemas de fallas, el mencionado Taxco-San Miguel de Allende (NNW), el sistema Chapala-Tula (ENE) y el sistema de Fallas y fosas tectónicas (NW) que tiene una mejor expresión en la Falla del Bajío (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2005). En la zona se presentan segmentos de falla activos o con potencial de reactivarse ya que se ha reconocido actividad Cenozoica en los tres sistemas y recientemente se ha considerado como una zona tectónicamente activa.

Los eventos de deformación descritos por Alanís-Álvarez *et al.*, (2001) para la Mesa Central y el norte de la Faja Volcánica Mexicana, son una buena interpretación para explicar la evolución del área de estudio pues comparte características en el estilo de rocas y tipo de estructuras asociadas a los tipos de eventos y sedimentos que se encuentran en la parte norte del Cinturón Volcánico Mexicano, así como también, considero que la zona donde se ubica el área de estudio forma parte de una zona de transición entre la Mesa Central en su parte sur y el Eje Volcánico, de modo que considero que son el mejor punto de partida para entender y poder realizar una interpretación estructural y tectónica en la región norte del Estado de México y los Estados de Querétaro y Guanajuato.

### *Evento de Deformación 1*

*Durante el Oligoceno ocurrió un evento extensional cercano a los 30 Ma, el cual es inferido por el alineamiento de domos con dirección NW de la Riolita Chichíndaro en la Hoja Celaya, el*

*desplazamiento de ignimbritas oligocénicas y el acuñamiento de la Ignimbrita Cañada La Virgen en el escarpe de la falla Palo Huérfano. Por la ubicación de los escarpes con dirección NE y N-S que exponen al basamento, se infiere que las fallas Querétaro-norte, La Joya e Ixtla también tuvieron desplazamientos hectométricos durante este evento. Este evento es correlacionable con el evento principal de la Mesa Central ocurrido entre 30 y 27 Ma y, al igual que éste, tuvo desplazamientos de varias centenas de metros en las fallas N-S, NE-SW y NW-SE. La estructura generada debió ser un arreglo romboédrico conformado por el sistema de horst y graben de dirección NE-SW y otro sistema transversal constituido por las fallas San Miguel de Allende y Querétaro-norte (Alanís-Álvarez et al., 2001). Nieto-Samaniego et al., (1999) infirieron un evento cercano a los 24 Ma, en el graben de la Saucedá, con base en el desplazamiento de la ignimbrita San Nicolás que está depositada entre sedimentos.*

#### *Evento de Deformación 2*

*De acuerdo con nuestro análisis (Alanís-Álvarez et al., 2001) no hubo deformación entre los 24 y 12 Ma. La edad del evento D2 está ubicado entre los 12 y 9 Ma; se determinó por el desplazamiento de los primeros productos de los volcanes Palo Huérfano y La Joya y porque los depósitos más jóvenes de los volcanes Palo Huérfano, La Joya y San Pedro están fracturados o ligeramente desplazados. Se infiere que la falla Querétaro-norte también se activó durante este evento ya que desplaza andesitas presumiblemente del Mioceno medio. La morfología de los escarpes sugiere que la mitad norte de la región de estudio se activó durante el evento D2 pero que la mitad sur registra un evento más reciente, aunque la deformación en el sistema NW-SE fue mínima ya que sólo se observan fallas menores en la Mesa Los Palacios y en las cercanías de San Miguel de Allende. Este evento coincide con el volcanismo poligenético del Mioceno medio, el cual, si se considera al volcán Zamorano de  $10.9 \pm 0.5$  Ma (Carrasco-Núñez et al., 1989 en Alanís-*

Álvarez et al., 2001), también forma un tren NE-SW. Las fallas San Miguel de Allende y Querétaro-norte tuvieron desplazamientos de varias decenas de metros; se aprecia que las fallas Palo Huérfano y La Joya tuvieron desplazamientos un poco menores. La estructura N-S de horst y graben y el mayor desplazamiento en estructuras con esa dirección sugiere que la componente mayor de la extensión seguía siendo ~E-W como durante el evento oligocénico (Alanís-Álvarez et al., 2001).

### *Evento de Deformación 3*

*El evento D3 se ubica posterior a los 7.5 Ma: las fallas N-S, Bartolomé, Tlacote y 5 de Febrero, cortan basaltos de 7.5 Ma pero no cortan las mesetas de basaltos del Dique El Patol de 6.2 Ma. Esto no necesariamente indica una actividad anterior a los 6.2 Ma, también puede ser indicativo de una migración de la deformación hacia el SE. La falla 5 de Febrero actuó como falla sintética y las fallas San Bartolomé y Tlacote actuaron como fallas antitéticas. Por otro lado, en el sistema NE-SW, la actividad de las fallas central e Ixtla son anteriores a las fallas Bartolomé y Tlacote, mientras que el Dique El Patol registra la extensión hacia el NW. Durante este evento se emplazó el volcanismo máfico, principalmente fisural, del Mioceno tardío. Esta deformación se concentró en el cuadrante SE del área de estudio. La falla San Miguel de Allende no se activó mostrando que la deformación migró 30 km hacia el oriente hacia el sistema de fallas de Querétaro. Las fallas N-S tuvieron un desplazamiento vertical uniforme de 80-100 m, mientras que el desplazamiento vertical de la falla Central fue de 50 m. Las fallas N-S que se activaron durante este evento terminan en la falla Ixtla, sin que se pudiera documentar actividad más al norte de esta estructura (Alanís-Álvarez et al., 2001).*

#### *Evento de Deformación 4*

*El evento D4 ocurrió después de 5.6 Ma y probablemente continuó hasta el Reciente. El volcán Cimatario es cortado por las fallas Sur y Querétaro-sur, terminando ésta a su vez en la falla Huimilpan. La falla de Sanfandila, con orientación N-S y perteneciente al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, se activó como falla normal en 1998 (Zúñiga et al., 1998 en Alanís-Álvarez et al., 2001). Esta falla está ubicada 15 km al oriente de la ciudad de Querétaro. La falla de Acambay, perteneciente al sistema Chapala-Tula, tiene un rumbo E-W y se activó también como falla normal en 1912 (Suter et al., 1995a en Alanís-Álvarez et al., 2001). El desplazamiento vertical máximo de la falla Querétaro-sur y de la falla Huimilpan es de 100 m. Este evento se ubica en el extremo SE del área de estudio y corresponde típicamente a la deformación del centro de la Faja Volcánica Transmexicana en el sistema Chapala-Tula con extensión ~N-S. Sincrónicamente con este evento de deformación, ocurrió un evento de volcanismo poligenético emplazado a lo largo de la traza del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: el volcán Cimatario, Cerro Grande, la caldera de Amealco, volcán Altamirano, volcán Ñadó, volcán Temascalcingo, Cerro La Guadalupana, volcán San Antonio y Nevado de Toluca. Concluimos que el sistema NE-SW empieza a ser el sistema predominante hasta después de 5.6 Ma y que desde el Mioceno hay una tendencia de rejuvenecimiento gradual hacia el SE tanto del volcanismo como del fallamiento (Alanís-Álvarez et al., 2001).*

Es a partir de este último Evento de Deformación donde además de la extensión que se prolonga hasta el Nevado de Toluca y las inmediaciones del Graben de Acambay, considero que es el evento que genera las condiciones actuales, tanto en la estructura, el relieve y que marca los regímenes tectónicos actuales. En la Figura 1.9 se muestran los epicentros, fallas y volcanes de esta región.

## Cap. II Sistemas de fallas regionales

### 2.1 Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende

El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, tiene un rumbo NNW-SSE, cuenta con más de 500 km de longitud y 35 km de ancho, se localiza en el centro del país, de Norte a Sur cruza tres provincias geológicas distintas y de Oeste a Este forma parte del límite del arco volcánico Terreno Guerrero. Además, constituye el límite entre bloques corticales de espesor de la corteza y topografía distintos, cuyas fallas son susceptibles de reactivarse en cualquiera de sus segmentos donde se presente deformación activa (Alanís-Álvarez *et al.*, 2001).

El lineamiento es reconocido por Demant (1978) y propone un movimiento lateral derecho durante el Mioceno. El sistema cuenta con numerosas fallas reconocidas desde Taxco, Gro., hasta cerca de la Sierra de Catorce en San Luis Potosí, además se sugiere su continuación más al norte debido a rasgos geomorfológicos que sugieren su continuación (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a; Alanís-Álvarez *et al.*, 2001). El sistema es cortado de manera transversal por otros sistemas de fallas a lo largo de su traza, el más importante por su importancia tectónica es el Graben de Acambay que pertenece al Sistema de Fallas Chapala-Tula (Figura 2.1) en esta zona se produjo una sutura en la corteza terrestre a modo de edificios volcánicos emplazados a lo largo de un extenso sistema de fallas que fueron anteriores a la actividad volcánica, al tiempo que ocurrió la compresión en esta zona se manifestó otro proceso en el sistema de Fallas Chapala-Tula que consistió en la ruptura y separación de la corteza en sentido perpendicular a la compresión es decir en rumbo N-S. A los sistemas anteriores se han adicionado otros más recientes que han contribuido en la compleja configuración del relieve.

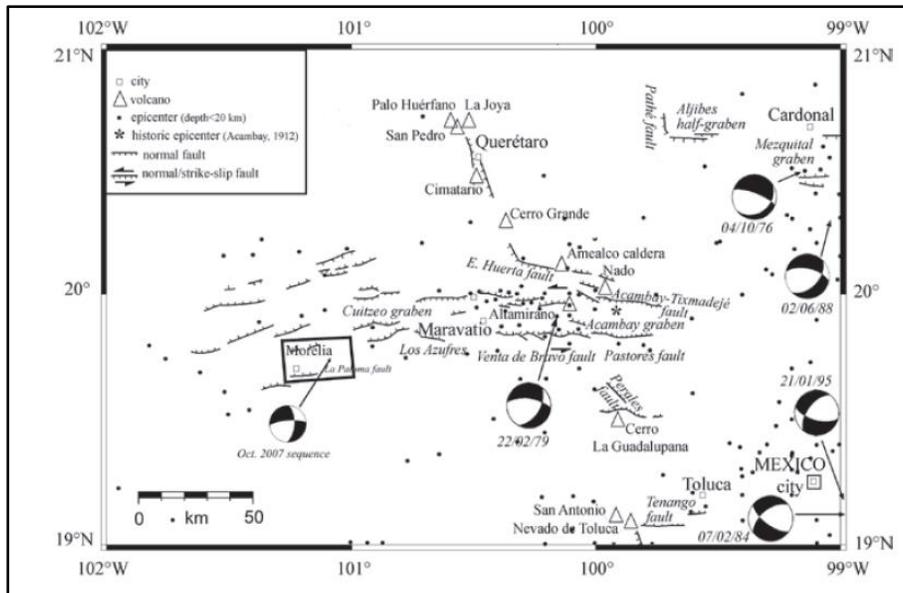


Figura 2.1: Mapa tectónico de la parte Central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, muestra las fallas, epicentros y mecanismos focales. Tomado de Singh *et al.*, (2012) modificado de Ego y Ansan, (2002).

Este sistema de Fallas es cuasi paralelo al Sistema de Fallas Tzitzio-Valle de Santiago, (Figura 2.1) ubicado al oriente de la Ciudad de Morelia y que pasa por en medio del lago de Cuitzeo y que pertenece a la parte más activa del sistema Morelia-Acambay (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Esta zona perteneciente al Arco Tarasco se extiende desde el volcán Tancitaro hacia el oriente hasta casi el medio graben de Aljibes, constituye una zona de transición manifiesta en fallas y fracturas que siguen las tranzas mayores de cizalla, pertenecientes a los sistemas descritos, de manera que los sismos registrados en el área pertenecen a sismos corticales intra-placa de poca profundidad y de magnitudes moderadas. Servicio Sismológico Nacional, (2017).



el Chino en el campo geotermal los Azufres, (Valdez-González y Pérez–Esquivias, 2007) una caldera volcánica conocida por su actividad hidrotermal y por depósitos asociados a sulfuros.

El Sistema de Fallas Morelia-Acambay es más activo en su parte Oeste, cerca de la ciudad de Morelia (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Colín-Rodríguez, 2006) aunque en la parte del graben de Acambay se han presentado sismos históricos (el sismo de Acambay en 1912 y el de Maravatío 1979) constantemente se perciben sismos de baja intensidad que pasan desapercibidos para el resto de la población, en ocasiones con muy comunes en las partes que se encuentran en la zona de traza de las fallas como la falla San Mateo y el sistema de fallas centrales del Volcán Temascalcingo, hechos recientes ocurridos y con relación a estos eventos han despertado interés entre algunas personas que creen que se relaciona con los sismos ocurridos en 1985 y 2017 en la Ciudad de México y algunos otros sismos recientes que no han tenido una relevancia importante como los ocurridos el año pasado y a inicios de este.

La estructura consiste de dos segmentos que definen un límite tectónico entre dos provincias geológicas, al Norte volcanismo activo Plio-Cuaternario y sedimentación fluvio-lacustre del Cinturón Volcánico Mexicano, al Sur se encuentran rocas volcánicas de la Sierra de Mil Cumbres con volcanes caldera de tipo silícico, está asociado a la formación de la Mesa Central en el Centro de México (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). El origen de las fallas durante el Mioceno Tardío y Pleistoceno Temprano a lo largo del tramo E-W en el borde sur de las cuencas del Mioceno del Charo, Maravatio y Venta de Bravo (Israde *et al.*, 1992; Israde y Garduño, 1999) causada por una reorganización morfoestructural en el Centro y Oeste del Cinturón Volcánico Mexicano y con la formación de cuencas fluvio-lacustres y escarpes que generaron el levantamiento, hundimiento, escalonamiento y basculamiento en bloques, generando una configuración de tipo Basin and Range, cuencas y cadenas montañosas.

## 2.2.1 El Graben de Acambay

El Graben de Acambay es una depresión tectónica, con respecto a la planicie de Contepec, se localiza en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano y por ser una estructura compleja ha sido objeto de estudio sobre diversos temas sísmicos, neotectónica, volcánicos estratigráficos, estructurales y bióticos por mencionar algunos, (Suter, 1991; Suter *et al.*, 2001; Aguirre-Díaz *et al.*, 2005) tiene una orientación E-W, es de tipo normal y cuenta con dos sistemas de fallas maestras, al Norte la falla Epitacio Huerta y la falla Acambay-Tixmadejé y al Sur el sistema de fallas Venta de Bravo-Pastores, siendo la falla Pastores una falla activa localizada dentro del graben de Acambay (Ramírez-Herrera, 1998 en Langridge *et al.*, 2013).

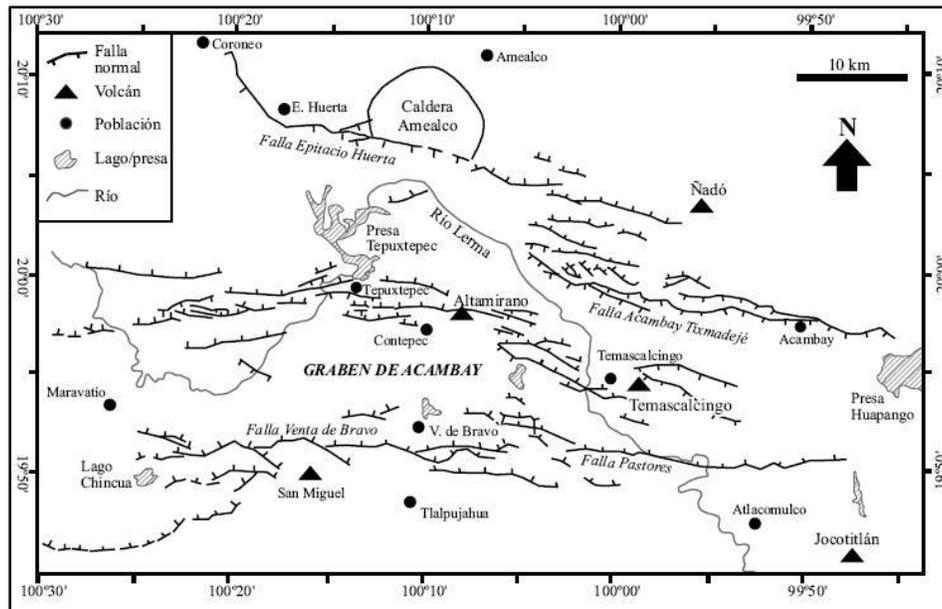


Figura 2.3: Mapa que muestra la estructura del Graben de Acambay, se señalan las principales fallas y los principales centros de emisión volcánicos. Tomada de Roldan-Quintana *et al.*, (2011).

Tiene una longitud de 80 km de largo y de 15 a 38 km de ancho, siendo una de las formas estructurales más prominentes perteneciente a la zona de actividad intra-arco semi-gaben continuas de fallas normales (Johnson y Harrison, 1990; Suter *et al.*, 1992 en Langridge *et al.*, 2013) también ha sido denominada como Zona de Falla Chapala-Tula, la cual cuenta con una extensión de 450 km de largo y 50 km de ancho, tiene una dirección NNE-NNW y un rango medio de desplazamiento de <0.3 mm/año (Aguirre-Díaz *et al.*, 2005; Langridge *et al.*, 2000 en Langridge *et al.*, 2013).

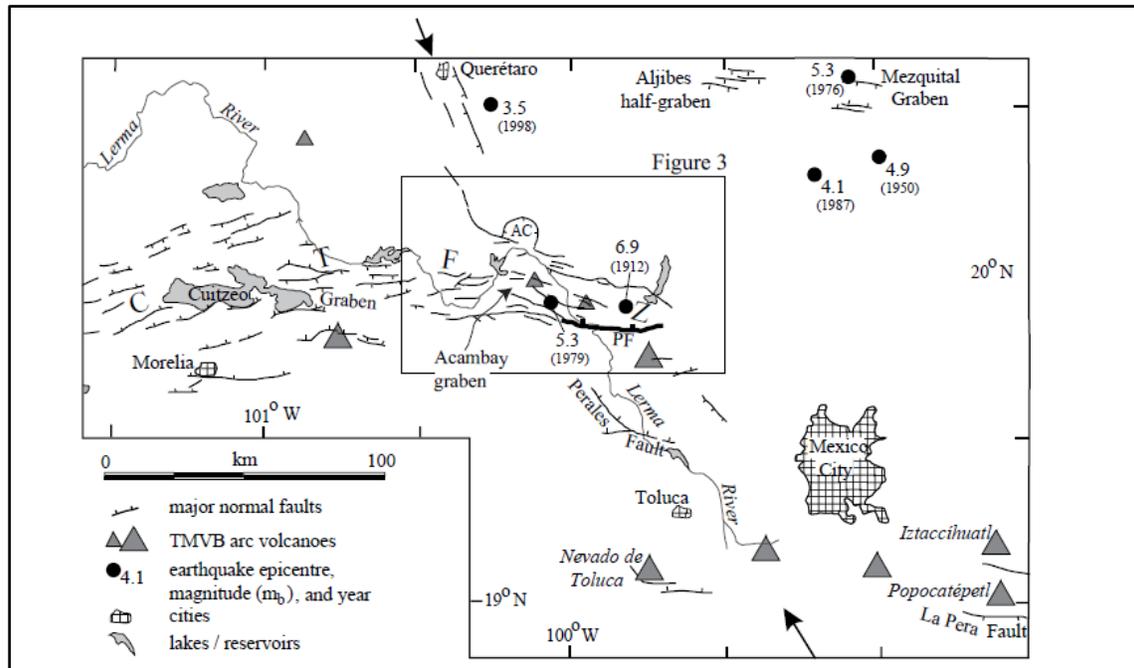


Figura 2.4: Mapa de la parte Este de la Zona de Falla Chapala-Tula (ZFCT) en el recuadro se muestran las fallas normales del Graben de Acambay, los puntos pertenecen a los epicentros de sismos históricos, las flechas indican la traza general del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. Tomado de Langridge *et al.*, 2013.

El Cinturón Volcánico Mexicano es el arco calci-alcalino más activo (De Cserna, 1989; Aguirre-Díaz *et al.*, 1998; Ferrari *et al.*, 2012) asociado al movimiento de subducción de las placas

oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de América del Norte (Nixon, 1982; Suárez y Singh 1986 en Langridge *et al.*, 2013). El centro presenta un Rift intra-arco (Langridge *et al.*, 2013) en donde se han identificado tres sistemas graben importantes, el Graben de Chapala, el Graben de Cuitzeo y el Graben de Acambay con un rumbo preferente Este-Oeste, (Suter *et al.*, 2001 en Langridge *et al.*, 2013) en este último se tienen registrados eventos sísmicos importantes como el sismo del 19 de noviembre de 1912, a las 7 h. 18 min. (Urbina y Camacho, 1913) de 7.1  $M_w$  en Acambay dentro del Graben de Acambay y el otro al sur del municipio de Contepec, Michoacán de 5.3  $M_w$  en 1979 conocido como el sismo de Maravatio, de este evento no se registró ruptura superficial, pero sí tuvo efectos en la superficie. (Abe, 1981; Astíz-Delgado, 1980; Suter *et al.*, 1996 en Langridge *et al.*, 2013).

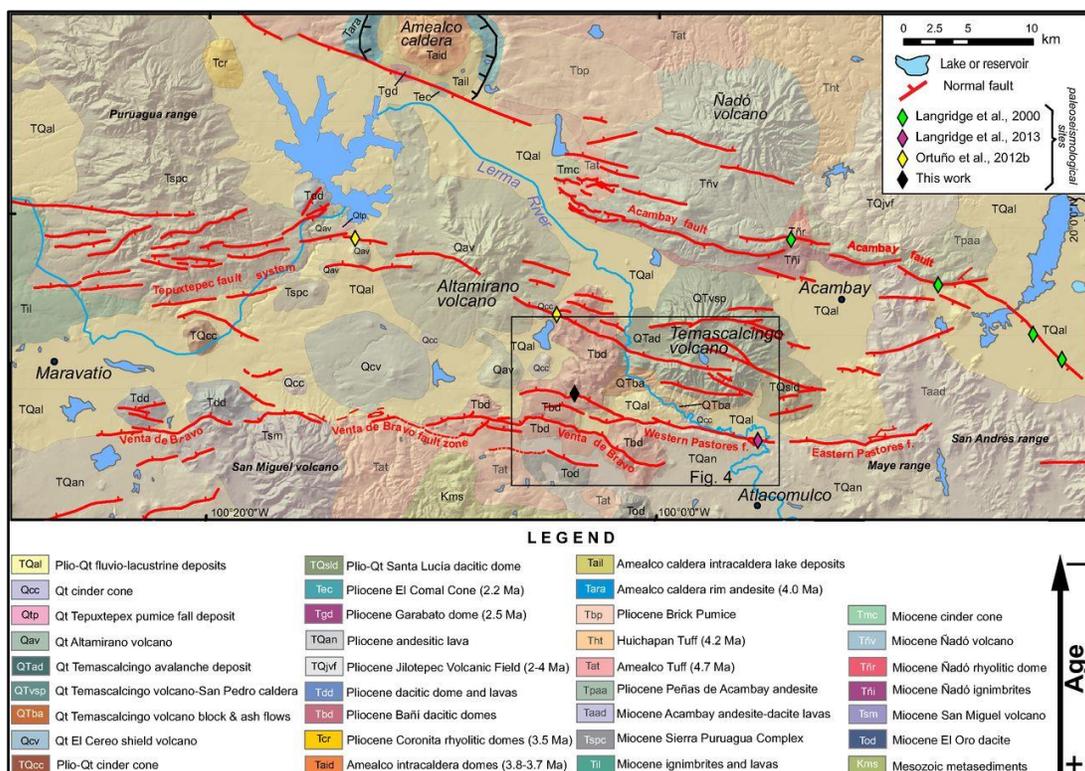


Figura 2.5: Imagen donde se muestran las unidades en la región del graben de Acambay. Tomado de Ortuño *et al.*, (2014).

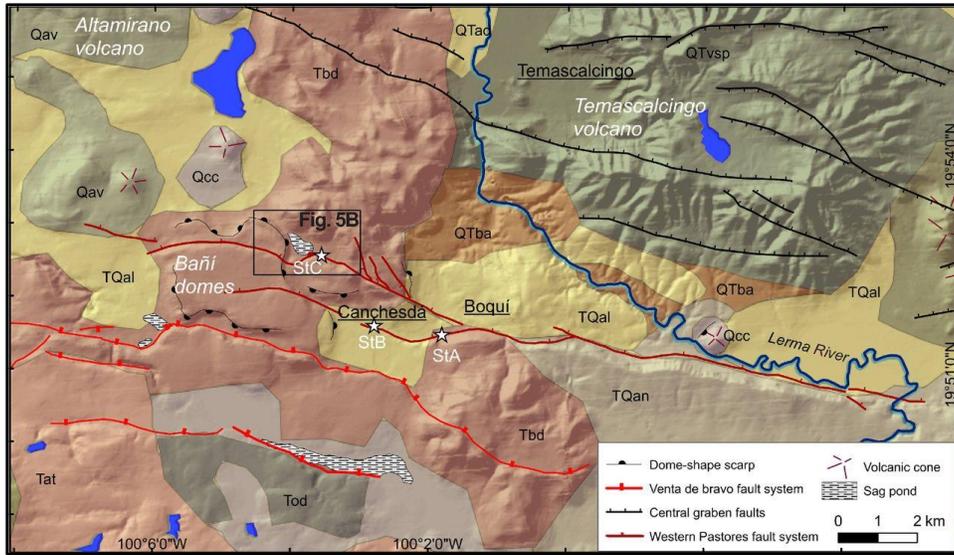


Figura 2.6: Imagen donde se muestra el recuadro de la imagen anterior mostrando la falla de Pastores. Tomado de Ortuño *et al.*, (2014).

## 2.2.2 Falla Acambay-Tixmadejé

La falla Acambay-Tixmadejé mide 42 km, su escarpe buza hacia el Sur y es una falla de tipo normal, el espejo de falla o plano de deslizamiento tiene entre 400 y 500 m de altura dejando expuestas rocas volcánicas del Neógeno (Sánchez-Rubio, 1984; Suter *et al.*, 1992; Aguirre-Díaz, 1996; Urrutia-Fucugauchi, 1994 en Langridge *et al.*, 2013). La falla Acambay-Tixmadejé es la falla maestra del Graben de Acambay, fue la falla que presentó la actividad durante el sismo de 1912 con una superficie fracturada de entre 2 km y 10 km de largo en su orientación entre los municipios de Acambay y San José de Solís y una superficie de deslizamiento vertical de ~50 cm a lo largo de la superficie de ruptura.

Tiene un ligero componente lateral izquierdo observados tanto en la superficie descrita como en la planicie de Huapango al Este del Graben de Acambay. (Urbina y Camacho, 1913; Langridge *et al.*, 2000 en Langridge *et al.*, 2013).

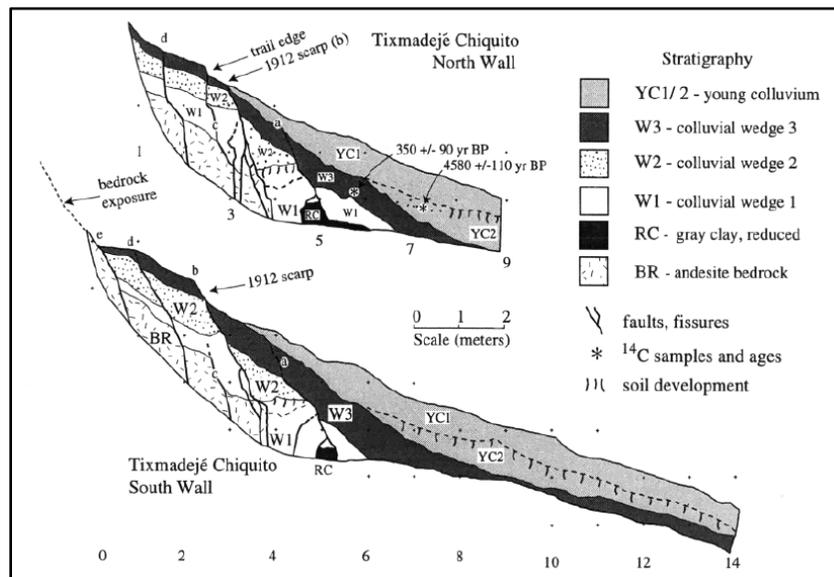


Figura 2.7: Sección de la trinchera paleosísmica del sitio de Tixmadejé Chiquito. El muro sur fue invertido para comparación. Las fallas mayores están etiquetadas de a hasta e. La trinchera fue excavada a través de

series de un tosco depósito coluvial desprendido de la roca base del frente de escarpe, en una pendiente escarpada sobre la trinchera. El terremoto de 1912 se puede ver en la geomorfología de las fallas a una corta distancia entre 2 y 3 metros de la falla b. El escarpe ha sido modificado por un camino a pie. Los paleo eventos y la separación vertical se han determinado por inversión de estrías de fallas. Las unidades sobre la roca base se conocen del Holoceno basado en la edad de YC2 y el desarrollo de suelo. Tomado de Langridge *et al.*, (2000).

Entre las formas geomorfológicas que se pueden observar como evidencia del deslizamiento de la deformación, son facetas triangulares, compensación del drenaje, cierres angulados, estanques hundidos, crestas alineadas, crestas de compresión y estructuras separadas (Ramírez-Herrera *et al.*, 1994; Langridge *et al.*, 2013). Se ha calculado una tasa de deslizamiento de .17 mm/año, un promedio de 60 cm en un solo evento (Langridge *et al.*, 2000 en Langridge *et al.*, 2013) en fallas superficiales con rupturas recientes de un paleo-terremoto perteneciente al Pleistoceno y Holoceno, fechadas en 3600 años, además de grandes masas de deslizamiento de tierra generadas co-sísmicamente, surgieron de la falla Acambay-Tixmadejé cerca de San José Solís. (Norini *et al.*, 2010).

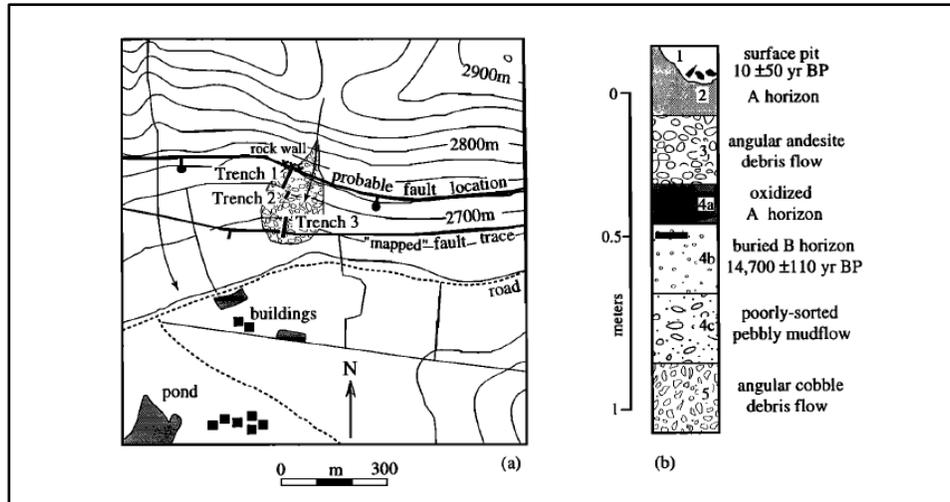


Figura 2.8: Detalle de la localización, geomorfología y estratigrafía del sitio Boshi Grande (a) mapa de localización de trincheras sobre la superficie de un abanico aluvial joven (dibujado); (b) columna estratigráfica de las unidades con datación C14 reconocidas en la trinchera bajo la superficie del abanico. Las trincheras están localizadas cerca de la probable localización de la ruptura sobre la Trinchera 1 (inferida antes de escarbar) donde el muro de roca crea la ruptura del escarpe. El mapa de bajo nivel muestra la traza de falla mostrado en un viejo mapa geológico (DETENAL, 1980) y no representa la localización exacta de la falla. Tomado de Langridge *et al.*, (2000)

### 2.2.3 Sistema central de fallas del volcán Temascalcingo

La parte Este del Graben de Acambay se encuentra limitada por tres sistemas de fallas mayores E-W, (1) la falla Acambay-Tixmadejé al Norte del graben, (2) las fallas intra-graben del sistema de fallas central de Temascalcingo y (3) la falla Pastores en el margen Sur del Graben. (Suter *et al.*, 1991; Langridge *et al.*, 2013). Este sistema se asocia a un sistema intra-graben de actividad volcánica ocurrido en el Cuaternario, localizado en el Volcán Temascalcingo (Roldan-Quintana y Aguirre-Díaz, 2006; Roldan-Quintana *et al.*, 2011). Se han encontrado y mapeado series de fallas activas intra-graben entre el volcán Altamirano y Tarandacuao, las cuales cortan complejos volcánicos del Neógeno y el Cuaternario como el volcán Altamirano y la Sierra

Puruagua, cortan la planicie del valle aluvial del Río Lerma que cruza el sistema por el sur de la presa Tepuxtepec (Langridge *et al.*, 2013). Las cuales señalan en el trabajo realizado por Ortuño *et al.*, (2011) Figura 2.6 tiene una importancia relevante en la actividad tectónica cuaternaria en el Graben de Acambay.

El Volcán Temascalcingo es un estratovolcán de dacita desarrollado en el interior del graben de Acambay, de edad Pliocénica-Cuaternaria, se encuentra afectado por fallas normales del sistema intra-graben de Acambay, se encuentra a 70 km al NW de Toluca, la falla más importante es la falla San Mateo que corta el sector centro norte del Volcán. Dentro del Graben de Acambay se encuentran dos edificios volcánicos el Volcán Temascalcingo, en el municipio de Temascalcingo Estado de México y el Volcán Altamirano en los límites con el Estado de Michoacán, este último es de composición dacítica-andesítica (Roldan-Quintana *et al.*, 2011).

Las fallas del sistema intra-graben que cortan al Volcán Temascalcingo en su cima, aunque afectan casi todo el flanco Oeste del edificio volcánico teniendo un mejor desarrollo en el flanco Sur sobre el cauce del río Lerma con pronunciados escarpes y reorganización de corrientes en el patrón de drenaje, los sistemas de fallas se interceptan formando un graben en la corona del edificio y afectando la caldera de San Pedro el Alto, que se encuentra en su cima donde la ruptura mínima registrada tiene entre .66 mm y 1.05 a 10 km de longitud, indicando los deslizamientos ocurridos durante el sismo de 1912 en esta área. (Urbina y Camacho, 1913; Ortuño *et al.*, 2011)

El Volcán Temascalcingo presentó al final de su etapa eruptiva el colapso del sector occidental del volcán el cual desarrolló una fase destructiva, un colapso en el sector Oeste del edificio que produjo una avalancha de escombros y depósitos piroclásticos como consecuencia de una erupción explosiva, detonada por el colapso inicial en el mismo sector. El episodio destructivo dejó una cicatriz de 6.5 por 3.5 km en el flanco Oeste, con una forma de herradura abierta al Oeste

y depósitos de escombros, hummocks, flujos de lodo y el desarrollo de barrancas de unas decenas de metros. (Roldan-Quintana *et al.*, 2011).

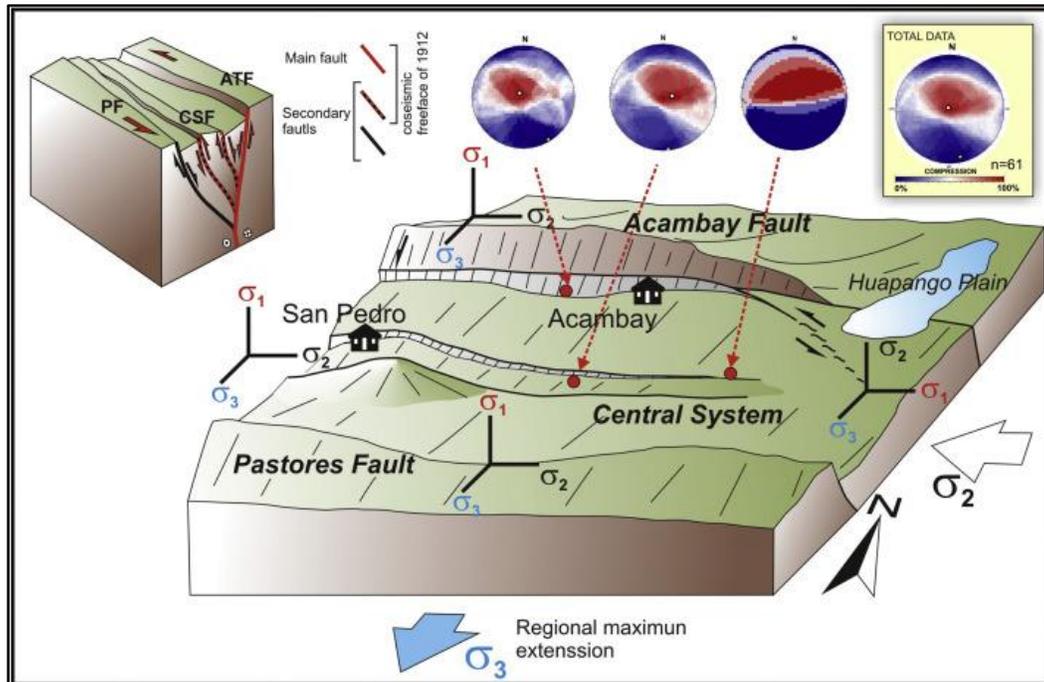


Figura 2.9: Esquema estructural de esfuerzos del sistema de fallas central del Graben de Acambay, este sistema afecta al volcán Temascalcingo, en los círculos de Mohr se obtiene la correlación de esfuerzos aplicados en los puntos de muestreo. Tomado de Rodríguez-Pascua *et al.*, (2017).

El Volcán Temascalcingo está formado por derrames de lava porfídica de color rosa y gris, con fenocristales de plagioclasas, hornblenda y escasa biotita, es de composición dacítica, con depósitos de bloques y ceniza, similar a la lava distribidos en los flancos noroeste, oeste y suroeste. Al oeste del volcán se encuentra un complejo de domos en forma lobular, con cimas planas y bordes escarpados, son de composición intermedia. Al Sur y Sureste se encuentran rocas volcánicas indiferenciadas y derrames de lavas afaníticas máficas, que estratigráficamente se

encuentran por debajo y algunas sobre yaciendo a las rocas del volcán Roldan-Quintana *et al.*, (2011). Al Este se localiza el domo de Sta. Lucía, es de composición intermedia, presenta un colapso sectorial hacia el oriente y una avalancha de escombros que deforma depósitos lacustres cuaternarios. Al Norte se presentan rocas volcánicas indiferenciadas expuestas en la falla maestra Acambay-Tixmadejé, donde predominan lavas andesíticas del volcán Ñadó, (>4.7 Ma; Aguirre-Díaz, 1996) así como ignimbritas y lapilli de caída pertenecientes a la Toba Amealco, Roldan-Quintana *et al.*, (2011).

En la parte baja y media del Volcán Temascalcingo se identificaron depósitos de flujos piroclásticos de composición intermedia, presentes en la zona de Tixmadejé, Pastores y próximos a Santiago Cochochitlán, donde se identificaron depósitos de caída de lapilli de pómez con un espesor de 60 cm, así como depósitos de lodo, rocas epiclásticas y lacustres las que se reconocieron como las más jóvenes y cubren los depósitos de caída. Roldan-Quintana *et al.*, (2011)

Hacia el noroeste se encuentran los lomeríos de Cerritos de Cárdenas que son producto de un colapso gravitacional en un segmento de la falla Tixmadejé-Acambay, posiblemente originado por un sismo antiguo en la falla (Norini *et al.*, 2010). Las avalanchas de escombros en edificios volcánicos se deben a la inestabilidad de laderas del edificio ocasionados por la deformación y debilitamiento por inyección de magma, fallas que afectan al edificio volcánico, debilitamiento por alteración hidrotermal o saturación de agua.

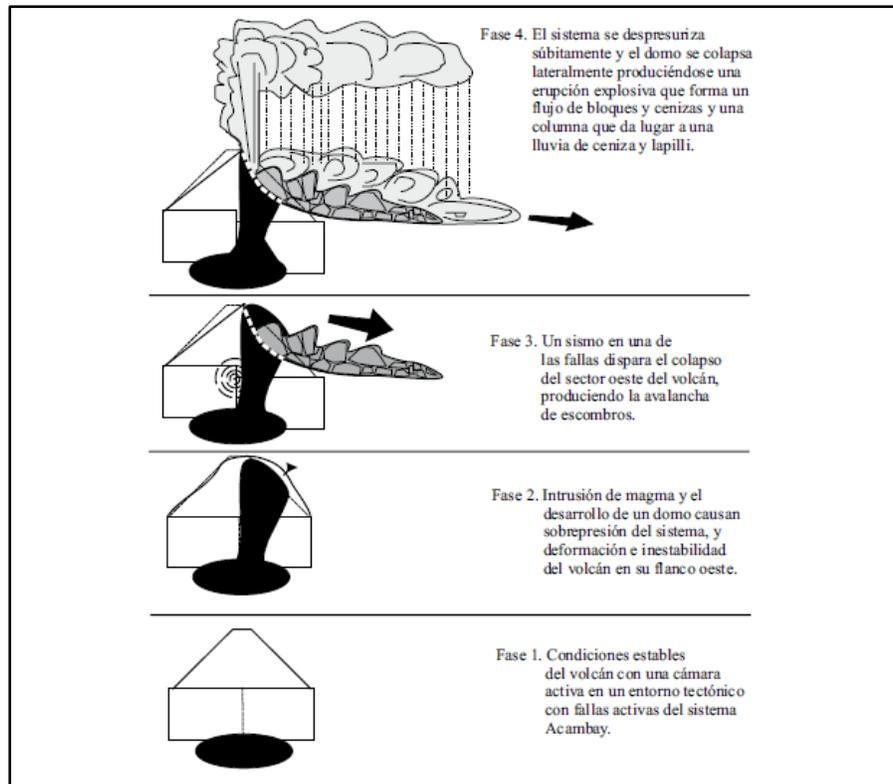


Figura 2.10: Esquema de la fase destructiva y depósito de avalancha de escombros del Volcán Temascalcingo y erupción explosiva que le siguió. Tomado de Roldan-Quintana *et al.*, (2011).

Existen tres clasificaciones para avalanchas relacionadas al origen que las produce, 1. Bezymianny, este tipo de erupción volcánica es similar a la que ocurrió en el volcán monte Santa Elena; 2. Unzen, originado por un sismo o una causa no volcánica; 3. Bandai, generado por explosiones freáticas. Lipman, (1976) en Roldan-Quintana *et al.*, (2011).

Sin embargo, por las evidencias de los depósitos y la forma semi-rectangular del anfiteatro abierto al oeste, el desprendimiento del Volcán Temascalcingo pudo ser originado por el movimiento en alguna de las fallas del sistema N-S que afectan el edificio, (Norini *et al.*, 2010). Para Roldan-Quintana *et al.*, (2011) el sistema de fallas E-W que afectan el volcán son después de la erupción explosiva y estas más tarde modificaron la forma del edificio.

Roldan-Quintana *et al.*, (2011) proponen que el sistema detonador de la avalancha fue de tipo Bezymianny o de origen magmático, estilo Santa Elena, donde el desarrollo de un domo produjo el colapso del sector del volcán creando una erupción explosiva que dio lugar a un flujo piroclástico denso con líticos y una columna eruptiva de caída de lapilli que dejó un depósito de 2m de espesor hasta unos 6 km al W del volcán.

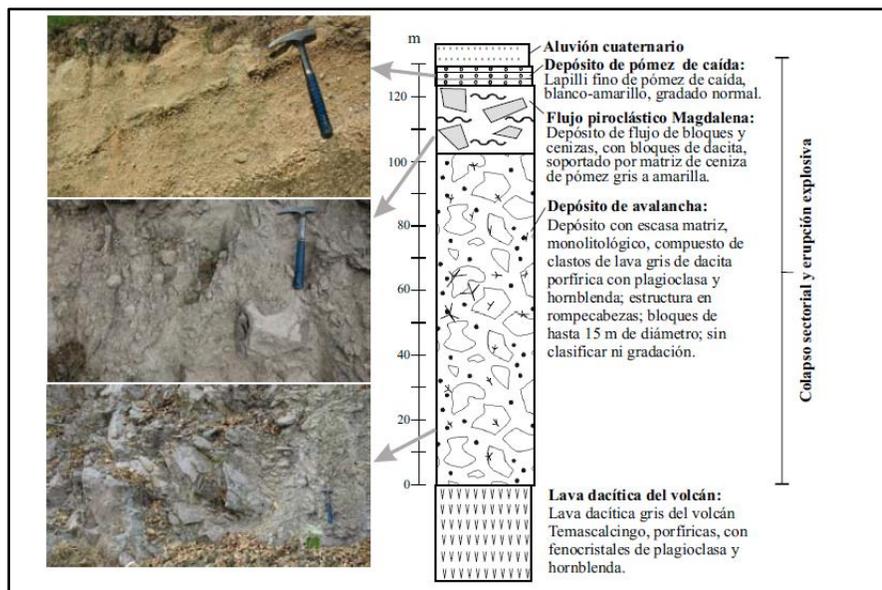


Figura 2.11: Columna estratigráfica representativa del depósito de avalancha del Volcán Temascalcingo y rocas volcánicas asociadas (flujo de bloques y ceniza Magdalena y depósito de caída de pómez). La sección se ubica cerca de la localidad de Corona. Tomado de Roldan-Quintana *et al.*, (2011).

## 2.2.4 La falla de Pastores

La falla Pastores es la falla maestra E-W del Graben de Acambay en el borde Sur, es una falla normal que se sumerge entre 50°-70° al norte, tiene un escarpe de 150 metros aprox., en la parte suroeste está cubierta por flujos de lava andesítica y conos de escoria del Pleistoceno (Suter *et al.*, 2001; Mercer, 2005), en el municipio de Manto del Río es donde entra el río Lerma al graben de Acambay por un angosto cause encañonado con el bloque oriental levantado, la falla buza hacia el Norte con un echado aproximado a 70°, muestra un componente menor de movimiento lateral izquierdo (Langridge *et al.*, 2013).

Se presenta deformación moderada en capas de flujos de lava andesítica con amplios depósitos aluviales en su base son cortados por otras fallas menores subparalelas a la falla Pastores que presentan desviaciones de 5 a 20m, los suelos son de color marrón a rojo sugieren una cantidad de tiempo y un desgaste para su desarrollo (Ramírez-Herrera *et al.*, 1994; Mercer, 2005). La falla Pastores es una estructura compleja que además se compone de otros tramos de fallas que terminan conformando en su conjunto el Sistema de Fallas Chapala-Tula, por si sola la falla Pastores es suficientemente grande para ser mapeada y ser estudiada como un objeto particular de interés. El estudio realizado por Sánchez-Rubio, (1984) fue el primero en identificar a la falla Pastores como una estructura tectónicamente activa dentro del graben.

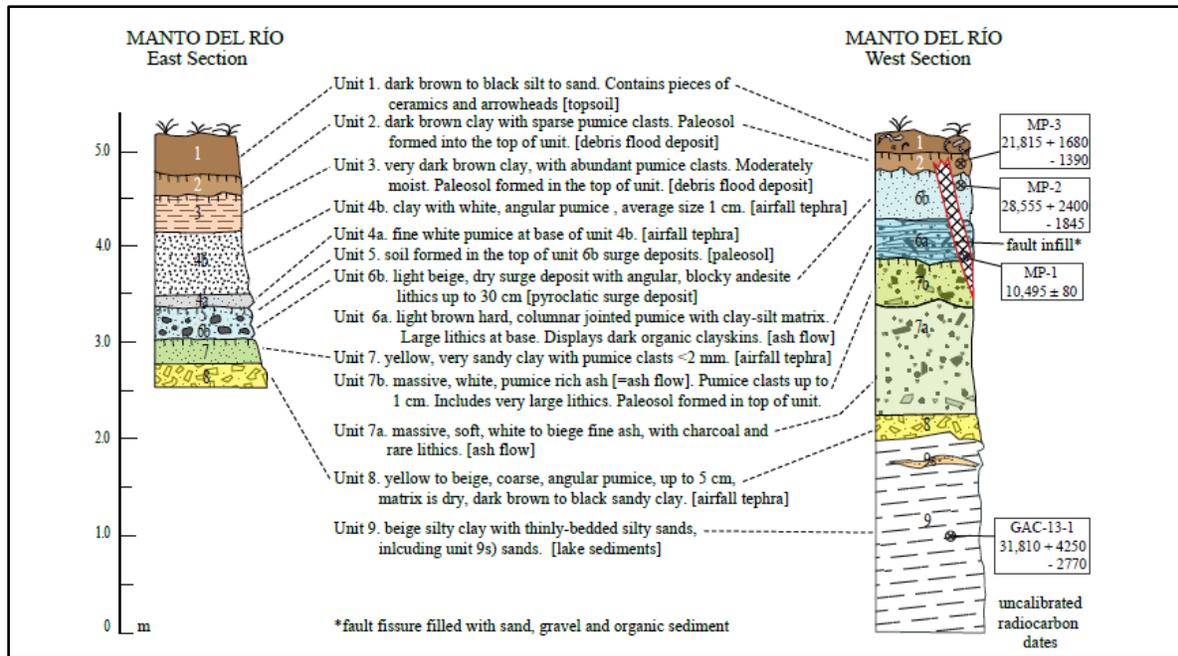


Figura 2.12: Columna estratigráfica de unidades con descripción simplificada, edades de radiocarbono para las dos secciones de la trinchera Paleosísmica Manto del Río, en la sección Oeste se localizó un relleno de fisura, o fractura atravesando la sección. Imagen tomada de Langridge *et al.*, (2013).

Los bloques de la base corresponden a depósitos lacustres, se hundieron 7° hacia el Sur lo que indica una rotación de los bloques en la parte central de la falla. Además, se sugiere que una porción mayor perteneciente a la falla no se ha podido identificar completamente, los perfiles convexos del río indican una mayor actividad al final de la parte Oeste. El Río Lerma atraviesa la falla en las lavas máficas del Campo Volcánico de Atlacomulco y lava andesítica de 400 Ma, donde se ha estimado un movimiento de 0.04 mm/año (Suter *et al.*, 1995; Langridge *et al.*, 2013).

## 2.3 Estratigrafía del Graben de Acambay

La estratigrafía del graben de Acambay se ha estudiado en ambos lados de su estructura, tanto hacia el Norte como el Sur se han identificado y mapeado, es dentro del graben donde la poca información no ha permitido comprender las unidades de esta parte. Las rocas encontradas en el Graben de Acambay pertenecen del Mioceno al Cuaternario, las cuales forman la base del escarpe de la falla y se exponen en la misma pared de la falla (Sánchez-Rubio, 1984; Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Langridge *et al.*, 2013).

Diversos trabajos se han realizado sobre el Graben de Acambay, en Tlalpujahua se realizó una descripción del complejo metamórfico y plutónico mesozoico, (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999). En particular Fries *et al.*, (1977) realiza el estudio geológico del sur del graben de Acambay define la Formación Las Américas. Por su parte Soler-Arechalde, (1990) informa sobre los resultados magneto-estratigráficos para las unidades volcánicas de la región de Acambay, dando como resultado magnetizaciones de polaridad inversa. Carrasco-Núñez, (1988) y Aguirre-Díaz, (1993) estudiaron la caldera Amealco ubicada en el bloque norte del graben de Acambay.

La toba Amealco es un marcador estratigráfico importante y útil, es la principal unidad mapeada y que ha podido correlacionarse a través del Graben de Acambay (Aguirre-Díaz, 1999). A pesar de no existir datos de las unidades estratigráficas dentro del graben, resultados paleo-magnéticos en el área de Chapala, apoyan la ocurrencia de fallas normales con desplazamientos de 500m, sin embargo, dentro del graben existen depósitos del volcán Altamirano y el volcán Temascalcingo y las unidades dentro del graben son poco conocidas o se vuelven confusas. Aguirre-Díaz *et al.*, (1999) realizaron un análisis de datación por K/Ar (Potasio/Argón) y Ar39/Ar40, para distintas muestras de la Toba Amealco de donde se obtuvo una edad representativa de  $4.68 \pm 0.1$  Ma para esta unidad. También se realizaron análisis paleo-magnéticos para obtener

la polaridad de las rocas, en las cuales se observaron inconsistencias en algunos casos y que fueron comprobados con la edad obtenida y las secuencias magnéticas conocidas para estos periodos de tiempo (Langridge *et al.*, 2013).

### 2.3.1 Estratigrafía del Suroeste del graben de Acambay

La secuencia estratigráfica fue descrita y medida en la pared sur del Graben en la región de Venta de Bravo-Tlalpujahua, se midió una sección de 60m aproximadamente, compuesta en su base por rocas metasedimentarias y diques y cubierta por depósitos piroclásticos, cubiertos a su vez por la Toba Amealco (4.7 Ma), cubierta por depósitos lacustres y lavas andesíticas-basálticas (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999; Roldan-Quintana *et al.*, 2011).

En la porción Suroeste se encuentra la falla Venta de Bravo, la cual tiene 45 km de largo con un rumbo E-W y un buzamiento hacia el Norte, es una falla normal y se encuentra activa, se encuentra desarrollada en depósitos de un lago de la Formación Ixtapantongo con una estimación de <23 Ma, (Ramírez-Herrera *et al.*, 1994; Langridge *et al.*, 2013) se cree que existe una concentración de actividad en la parte central de la falla cerca del Volcán San Miguel el Alto en donde las capas del bloque de piso de la falla han sufrido una rotación y un hundimiento 3-4° al Sur (Langridge *et al.*, 2013), su movimiento vertical se ha estimado en 2 mm/año, con un componente lateral izquierdo NNW y que se asocia al sismo de Maravatio en el año 1979 (Astíz-Delgado, 1980). La secuencia expone rocas metamórficas mesozoicas, rocas volcánicas terciarias y flujos de lava máficas cuaternarios y depósitos de lago (Suter *et al.*, 1992; Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Complejo metamórfico-plutónico Tlalpujahua*

Las rocas expuestas cerca de Tlalpujahua a lo largo de la falla Venta de Bravo son metasedimentarias y plutónicas (Flores, 1920), diques principalmente, la secuencia metamórfica se integra por pizarras negras, marrones, amarillas o blancas y lutitas con un ligero metamorfismo que se intercalan con lentes de piedra caliza negra (Fries *et al.*, 1977). La secuencia es cortada por diques observados dentro de las minas, las intrusiones ácidas se relacionan con la mineralización de oro y plata, (Flores, 1920) y le asigno una edad Triásica. Por su parte Fries *et al.*, (1977) proponen una edad Triásico-Cretácea suponiendo una posible relación con la secuencia metamórfica similar observada en las minas de Taxco, Gro. y otras zonas mineras en Guanajuato. Suter *et al.*, (1995) proponen una edad del Cretácico Inferior basada en su correlación con la Formación Trancas (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Rocas Volcánicas del Mioceno-Plioceno*

Estas rocas volcánicas de composición intermedia y máfica se superponen con una discordancia angular a las rocas metamórficas, no son cortadas por diques, por lo que se creen más jóvenes, Mioceno o Plioceno, carecen de datación (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999). Probablemente se deriven del volcán San Miguel que tiene un diámetro base de 9 km aproximadamente, este volcán es cortado por la falla Venta de Bravo en su flanco Norte. Otros flujos de lava máfica se exponen a lo largo del Río Tlacotepec y cerca de la falla Venta de Bravo, contiene xenolitos abundantes en rocas ígneas de grano grueso félsico (Pantoja-Alor, 1994 en Aguirre-Díaz *et al.*, 1999) estos flujos de lava son cubiertos por la toba Amealco o depósitos de capas de lago cuaternarios cerca del río Tlacotepec y hacia el Este.

### *Andesita Yondejé*

Es descrita por Sánchez-Rubio, (1984) como una estructura andesítica masiva, limita el Graben de Acambay en aproximadamente 35 km de largo, no tiene datación, la edad asignada corresponde al Mioceno (Sánchez-Rubio, 1984), tiene polaridad inversa y se caracteriza principalmente por flujos porfídicos con apariencia masiva, los flujos son abundantes en plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo y en ocasiones ortopiroxeno (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *La Toba Amealco, Formación las Américas*

La Toba Amealco identificada y descrita por Aguirre-Díaz, (1995) como la facie distal Sur perteneciente a la Formación las Américas, tiene una edad de 4.6 Ma estimada por el método K-Ar, consiste en una secuencia piroclástica emitida por la caldera Amealco, que superpone a lavas intermedias máficas o a la secuencia meta-sedimentaria anterior. Incluye tres unidades de ignimbritas piroconsolidadas intercaladas con otro tipo de material piroclástico y epiclástico que incluye depósitos de nubes rasantes, lapilli de caída, ignimbritas no piroconsolidadas compuestas de ceniza o lapilli pumítico, flujos de lodo y depósitos lacustres, probablemente pertenecientes al depósito de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en su fase de destrucción (Fries *et al.*, 1977).

Tiene aproximadamente 100 m en sus facies intermedias, dentro del Cañón de Río Prieto tiene aproximadamente 2880 km<sup>2</sup>, incluyendo 848 km<sup>2</sup> dentro del Graben de Acambay. Tres de las ignimbritas son de composición intermedia y son de color gris oscuro a marrón rojizo. La segunda ignimbrita de la base es félsica de color rosa claro (Aguirre-Díaz, 1995).

Las unidades ignimbríticas de la Toba Amealco, fueron numeradas Amealco I, Amealco II y Amealco III, que corresponden al Primero, Tercer y Cuarto derrame de la Formación las Américas tienen un espesor aproximado de 10 m cada una y todas están piroconsolidadas, son de color gris a gris oscuro presentándose de color rojizo por la oxidación, presenta abundancia de fiamme y pómez negro, la mineralogía presente es de plagioclasas, hiperstena, augita, ilmenita, titanomagnetita y apatita como accesorio con presencia de olivino rara vez (Aguirre-Díaz, 1995).

La ignimbrita rosada, pertenece al segundo Derrame (Fries *et al.*, 1977) es aphyrica y contiene un 5% en volumen de cuarzo y sanidina, contiene grumos de piedra pómez blanca, la ignimbrita félsica probablemente se derivó de una caldera ubicada al Sur de la falla Venta de Bravo, probablemente de la depresión donde se localiza la presa Brockmann (Fries *et al.*, 1977; Aguirre-Díaz, 1995). La característica principal de las ignimbritas de Amealco es su mezcla de vidrios, contiene fragmentos de piedra pómez negro, blanco, gris claro y amarillo pálido que corresponden a distintas composiciones desde la andesita hasta la riolita (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999) predominan el fiamme o pumice negro, las piedras pómez blancas son <3 cm.

Solo existe una edad K-Ar y datos paleo-magnéticos de las ignimbritas Amealco en la pared sur del graben, la edad K-Ar proviene de un vidrio Vitrophyro basal de Amealco I,  $4.7 \pm 0.2$  Ma, en los análisis paleo-magnéticos corresponde a la polaridad inversa y corresponde a la cronomagnetica inversa entre crones normales del tiempo geológico de Baksi, (1993) con un rango entre 4.55 y 4.74 Ma. (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

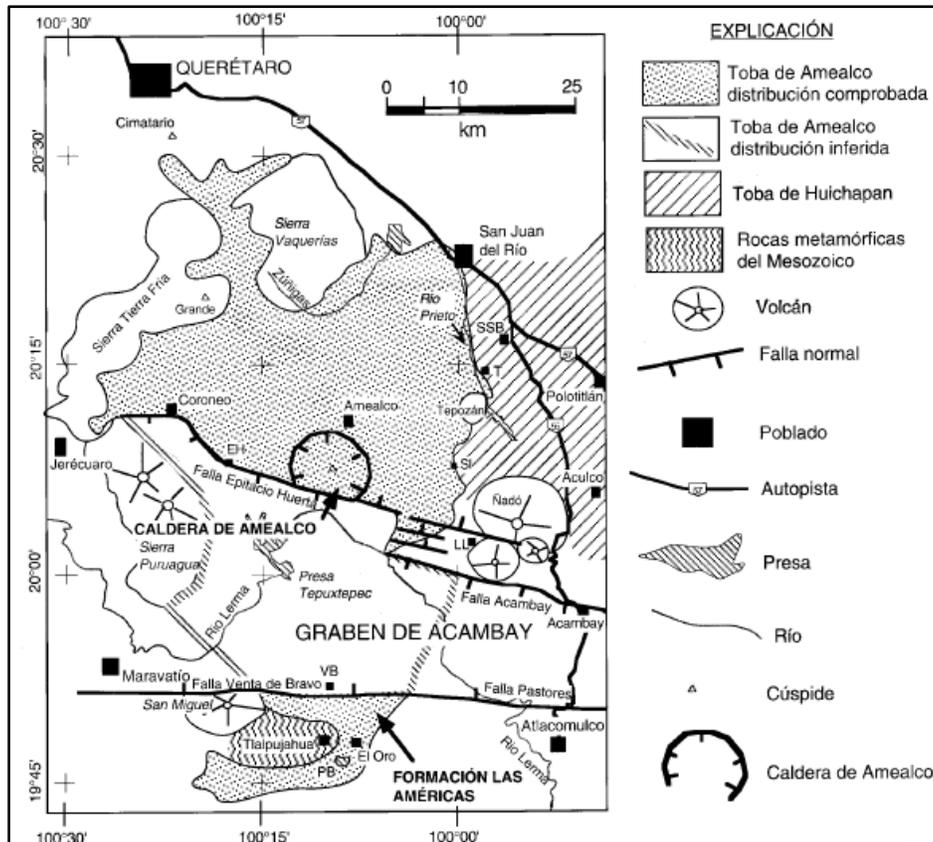


Figura 2.13: Mapa de distribución de la Toba Amealco, en la porción de la Toba Amealco situada el sur del Graben de Acambay, cerca de Tlalpujahua corresponde a la Formación las Américas definida por Fries et al. (1977), EH, Hepitacio Huerta; LL, La Loma; SI, San Idelfonso; PB, Presa Brockman; T, Taxhie; SSB, San Sebastián de las Barrancas; VB, Venta de Bravo, Tomado de (Aguirre-Díaz, 1995)

### *Vulcanismo del Plioceno-Cuaternario*

Entre las ignimbritas de la Toba Amealco del Plioceno y el vulcanismo Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1984), se encuentra una secuencia de flujos de lava andesítica sin fecha, los resultados paleomagnéticos mostraron una polaridad magnética inversa, por lo que pueden pertenecer al cron Matuyama (Aguirre-Díaz et al., 1999).

### *Basalto los Metates*

Se ubica cerca de la falla Pastores, es una unidad volcánica irregular, Sánchez-Rubio, (1984) le asignó una edad del Plioceno. Las lavas son masivas, contienen plagioclasas y olivino, presentan una polaridad magnética inversa que puede ser correlacionada con el cron Matuyama (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Andesita Atlacomulco*

Sánchez-Rubio, (1984) la nombra y establece su edad en el Pleistoceno, la unidad consiste de lavas de composición intermedia, presenta una textura hialofítica, contiene plagioclasa, ortopiroxeno y presenta una masa de vidrio marrón y tiene una polaridad inversa que puede pertenecer al cron Matuyama (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Volcanismo riolítico Cuaternario*

La secuencia Cuaternaria se expone dentro del graben de Acambay en la parte centro-este, cerca de Temascalcingo (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999), está formada de lavas y depósitos masivos y gruesos de piedra pómez probablemente pertenezcan al volcán San Pedro El Alto (3100 msnm) la obsidiana es común, las lavas son vidriosas contienen plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y óxidos de Fe-Ti, raramente ortopiroxeno y hornblenda verde, tanto el volcán San Pedro El Alto y la secuencia descrita se encuentran desplazados por fallas normales pertenecientes al Sistema Central de Fallas del graben de Acambay (Demant *et al.*, 1975) una obsidiana bajo el método K-Ar dio una edad de  $1.57 \pm 0.15$  Ma, una de cuatro muestras para análisis paleo-magnético localizada al Oeste

de Temascalcingo dio polaridad normal que no se ha podido relacionar a algún periodo, las tres restantes dieron polaridad inversa que responde al cron Matuyama (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Depósitos Cuaternarios de lagos y flujos de lava máfica*

Los depósitos de lagos cubren la Toba Amealco y las lavas máficas e intermedias más antiguas ubicadas entre 6-14 km al Sur de la falla Pastores, los depósitos obedecen a cuencas tectónicamente controladas formadas a lo largo de las fallas de Venta de Bravo y Pastores, se correlacionan con la secuencia Cuaternaria Formación Ixtapantongo (Sánchez-Rubio, 1984; Suter *et al.*, 1991). Los flujos de lava máfica asociados a conos de lava y ceniza son más jóvenes que los depósitos de lagos, los conos de ceniza se ubican dentro y cerca de la pared sur del graben de Acambay. Una lava de esta pared sur por método  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dio una edad de 0,4 Ma. (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### 2.3.2 Estratigrafía de la parte Norte del Graben de Acambay

Esta sección fue descrita por Aguirre-Díaz y McDowell, (2000) en la pared Norte del graben de Acambay cerca de la caldera Amealco, las rocas varían en un rango de edad de 5.7 a 2.2 Ma, la edad de 5.7 pertenece a una andesita basáltica se encuentra en el fondo del río Zúñigas a 28 km de la falla Epitacio Huerta, esta falla tiene una edad de actividad de 2.2-2.5 Ma y se asocia a la caldera Amealco (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999; Langridge *et al.*, 2013). La edad más antigua de 5 Ma fue

obtenida por el método K-Ar pertenece a un cono de escoria en el flanco norte del volcán Ñadó (Sánchez-Rubio, 1984) y que podría ser un cono satélite del mismo.

#### *Andesita La Loma*

Fue nombrada así por Sánchez-Rubio, (1984) se reconocen como las rocas más antiguas, aunque carecen de datación, se compone de flujos de lava y tefra de composición intermedia. La andesita La Loma es el producto volcánico del volcán Ñadó, este volcán es el más grande del área con 3320 msnm y un diámetro basal de ~15 km, junto con otros aparatos volcánicos como Boti (3300 msnm) y El Gallo (3080 msnm) ubicados al sur de Ñadó el complejo alcanza los 20 km de diámetro. Se dedujo que pertenece al Mioceno tardío o Plioceno temprano, ya que los afloramientos al Oeste son cubiertos por la Toba Amealco y los afloramientos del Norte y noreste son cubiertos por la Toba Huichapan. La polaridad obtenida en los estudios paleo-magnéticos resulto inversa (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

#### *Toba Amealco*

La secuencia se encuentra ampliamente expuesta en el hombro Norte del graben de Acambay, esta sección fue descrita a lo largo de la carretera al Sur de Epitacio Huerta, en esta sección como en otras las ignimbritas Amealco I, Amealco II y Amealco III, se encuentran intercaladas con depósitos de oleada, piedra pómez, flujo de lodo y sedimentos, tiene unos 50 m de espesor, aunque puede llegar a tener hasta 100 m. (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999). Las ignimbritas son características con su distintiva mezcla de vidrio, predomina la piedra pómez negra y el fiamme, los depósitos son de color gris oscuro a gris claro con un espesor entre 4 y 10 m. Los

minerales de las ignimbritas y la tefra se intercalan con plagioclasa, hipersteno augita y óxidos de Fe-Ti, ilmenita como accesorio y ocasionalmente olivino. Amealco I en el sitio de Epitacio Huerta dio una edad K-Ar de feldespatos de  $4.5 \pm 0.3$  Ma y de K-Ar de vidrio de  $4.7 \pm 0.2$  Ma, por lo que se asigna una edad promedio de 4.6 Ma, la polaridad obtenida fue inversa, Amealco II produjo una edad K-Ar de vidrio de  $4.7 \pm 0.1$  Ma, y la polaridad resultó inversa. Amealco III muestreada más al Norte dio una edad de feldespatos K-Ar de  $4.6 \pm 0.4$  Ma, y la polaridad resultó normal (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

#### *Piedra Pómez*

También fue descrita por Sánchez-Rubio, (1984), es una sucesión de pómez de lapilli y depósitos epiclásticos, la secuencia también se deriva de la caldera de Amealco, y se superpone a la Toba Amealco y a la Andesita La Loma, es cortada por la falla Acambay-Tixmadejé cerca de Santiago Mexquititlán, en superficies slickenside (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

#### *Andesita Amealco*

La Andesita Amealco forma el borde de la caldera Amealco, los flujos de lava derivaron de algunos respiraderos de fractura anular cuando estos fueron obstruidos por cúpulas de lava. La edad K-Ar obtenida fue de  $4.3 \pm 0.1$  Ma para esta unidad, la roca son traquiandesitas, pero presenta la textura de una andesita, está compuesta por varias litofacies como la lava masiva, la lava articulada, la brecha derrumbada y la lava vesiculada, presentándose varias texturas desde porfídicas hasta vítreas, siendo la más común la porfídica, se incluye plagioclasa, hipersteno, augita, óxidos de Fe-Ti y olivino ocasionalmente. La Andesita Amealco se sobrepone a la Toba

Amealco, mientras que la unidad Piedra Pómez subyace, está intercalada o superpuesta a la Andesita de Amealco. De acuerdo con las evidencias la piedra pómez de ladrillo puede considerarse como evidencia de actividad explosiva contemporánea con el emplazamiento de las cúpulas de lava en el borde de la caldera Amealco (Andesita Amealco) y que posiblemente se relacionen con el posterior colapso de la caldera ya que la Andesita Amealco es cortada por la falla Epitacio Huerta en el borde sur de la caldera y que fue desplazada por esta falla (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

#### *Andesita Santa Rosa*

Dentro de la caldera Amealco se encuentran cinco cúpulas de lava de composición traquiandesítica, estos domos son nombrados por Aguirre-Díaz *et al.*, (1999) como Andesita Santa Rosa, la roca es una lava porfirítica de color gris oscuro, tiene la textura de una andesita. Incluye plagioclasa, hipersteno, augita, óxidos de Fe-Ti y una masa de suelo vítrea, la edad obtenida por método K-Ar fue de  $3.8 \pm 0.3$  Ma. La cúpula de lava ubicada al sur fue desplazada por la falla Epitacio Huerta (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

#### *Andesita Las Hormigas*

El volcán Las Hormigas se ubica al Noroeste de la caldera de Amealco y es desde donde fluye la lava Las Hormigas, contiene olivino con una masa micro cristalina de listones de plagioclasa, ortopiroxeno y vidrio, la edad K-Ar obtenida de rocas enteras fue de  $3.7 \pm 0.4$  Ma, presento una polaridad inversa en los análisis paleomagnéticos, coincidiendo con la edad de ignimbrita posterior a Amealco (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Toba Huichapan*

Esta unidad se puede dividir en dos miembros, el miembro inferior está compuesto por depósitos piroclásticos estratificados que incluyen depósitos de oleada, flujo de ceniza, flujo de lodo y caída de pómez (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999). El miembro superior es una ignimbrita de color rosa pálido a amarillo soleado, es una importante articulación en columna, varía su espesor de 2m en su parte distal occidental a 50m cerca de su fuente probable, la caldera de Huichapan, Estado de Hidalgo, a ~66km al Este de la caldera Amealco. La ignimbrita es una toba vitrificada, compuesta por fragmentos de vidrio y grumos de piedra pómez blanca, su contenido en cristales varía de 2% a 10% en volumen, contiene sanidina con bajo contenido de K, cuarzo y un contenido lítico de 5% en volumen, la toba Huichapan se detuvo contra el flanco norte del volcán Ñadó, andesita La Loma, cubre el ladrillo de piedra pómez y el flanco oriental de la toba Amealco a 20km de la caldera Amealco. Tiene una edad representativa de  $3.5 \pm 0.2$  Ma, presenta una polaridad inversa y no queda claro si es afectada por la falla Acambay-Tixmadejé o por fallas secundarias asociadas a esta falla (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Andesita Garabato*

Es una unidad local en la porción sur de la caldera Amealco, nombrada por Sánchez-Rubio, (1984) Andesita Garabato, se clasifica como hornblenda andesita, la lava forma mesas de color gris claro, es roca porfídica contiene fenocristales de hornblenda, plagioclasa y biotita dispersa, la masa de suelo se compone de listones de plagioclasa y vidrio oscuro, la edad obtenida por método K-Ar fue de  $2.5 \pm 0.3$  Ma, y por el método  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de  $2.4 \pm 0.2$  Ma, la Andesita Garabato es cortada por la falla Epitacio Huerta con un desplazamiento de ~25 m. (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Andesita El Comal*

El volcán El Comal es un cono de escoria emplazado en la parte sur de la caldera Amealco, sus productos se denominan Andesita El Comal (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999), incluye los depósitos de escoria que formaron el cono y un único flujo de lava que rompió el lado norte del cono, los depósitos de caída como los flujos de andesitas basálticas, pero en general es roca porfídica, presenta fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, presenta una matriz vítrea, la edad K-Ar obtenida fue de  $2.2 \pm 0.1$  Ma. El cono de El Comal no se encuentra desplazado por las fallas, aunque se emplazó sobre el rastro de falla, que de acuerdo con las evidencias las fallas que desplazaron la porción sur de la caldera Amealco, la falla Epitacio Huerta debe ser mayor a 2.2 Ma, pero menor a 2.5 Ma, puesto que la andesita Garabato fue afectada por esta falla (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### 2.3.3 Estratigrafía de la secuencia de Tierras Blancas dentro del sector Sureste del Graben de Acambay

La estratigrafía del Graben de Acambay ha sido estudiada y descrita con detalle en la parte sureste del graben por Mercer, (2005) en el área de Tierras Blancas la cual incluye un basamento metasedimentario Mesozoico, cubierta por rocas volcánicas a modo de derrames de basalto del Terciario tardío-Cuaternario y material sedimentario fluvial, aluvial y lacustre acumulados del Plioceno-Pleistoceno (Mercer, 2005), los depósitos del lago se han relacionado a una depresión tectónica por medio de estanques de hundimiento desarrollados a lo largo de la Falla Pastores y que mantienen una relación con la Formación Ixtapantongo (Sánchez-Rubio, 1984; Aguirre-Díaz *et al.*, 1999).

### *Complejo metamórfico-plutónico Mesozoico Tlalpujahua*

Son las rocas más antiguas, se exponen en el flanco sur del Graben de Acambay, consiste en secuencias de pizarras y shales con bajo grado de metamorfismo. Estas rocas afloran en la pared del sector sur-central, son cortadas en medio por diques de sílice y sills observadas dentro de las minas de Tlalpujahua (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999), aunque no se observan en la parte sureste del graben se consideran como las rocas del basamento del área (Mercer, 2005).

### *Rocas volcánicas Mioceno-Plioceno*

Estas rocas aparecen unos 30 m en la pared de la falla Pastores son rocas volcánicas silíceas intermedias, en Tlalpujahua se encuentran sobre el complejo metamórfico-plutónico mesozoico Tlalpujahua. Estas rocas al no ser cortadas por rocas plutónicas se les asigna la edad Mioceno-Plioceno (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999; Mercer, 2005).

### *Camas Lagunitas Plioceno medio-Pleistoceno temprano*

Lagunitas es la unidad basal estratigráfica expuesta dentro del graben de Acambay, tiene entre 2 y 5 m de grosor al sur, mientras que al noroeste del área se exponen al menos 30 m, consiste en cinco litofacies incluyendo piedra de barro tufácea, arenisca, volcanoclástica, lapilli toba (flujo de ceniza), toba (caída piroclástica de tamaño ceniza) y brecha volcánica (flujo de lahar) (Mercer, 2005). Se encontraron fósiles de mamíferos en los sedimentos volcanoclásticos que limitan la edad de deposición al Plioceno (Mercer, 2005).

Las litofacies de arenisca volcanoclástica, areniscas Lagunita, consisten en secuencias con gradación fina a gruesa, es de color gris, presenta laminación tabular y rizado de laminación cruzada (1-4 cm), los granos de arena son angulares a subangulares, moderadamente clasificados y mal cementados con zeolita, contienen un alto porcentaje de granos volcánicos epiclásticos líticos y feldespatos, se encontraron restos de concha de entre 2-3 cm de diámetro (Mercer, 2005). Los estratos tabulares y las estructuras de corte y relleno tienen entre 1,5 m de ancho y 0,2 m de altura (Mercer, 2005). Las litofacies de toba lapilli es una toba de flujo de ceniza de 3 m de espesor, es resistente, se expone lateralmente por 50 m. es cortado por una falla normal en un extremo y desaparece en el aluvión en el otro (Mercer, 2005). La toba de flujo de cenizas es blanca a gris contiene un 100% de piedra pómez de tamaño lapilli, sobrepasa la piedra de barro tufácea y arenisca volcanoclástica con un contacto horizontal agudo (Mercer, 2005), tiene un contenido >50% de arcilla y <10% de vidrio y otros minerales. Otra toba piroclástica blanca aparece en el área (Mercer, 2005) se encuentra pobremente cementada con fragmentos de vidrio que forman el 90% de la toba, no es clara su relación con otras litofacies, pero parece estar estratigráficamente por debajo del contacto Lagunita-Tierras Blancas, esta toba son los depósitos distales de ceniza y fracciones de vidrio de composición riolítica (Mercer, 2005).

#### *Lechos Tierras Blancas del Plioceno tardío-Pleistoceno temprano*

Los estratos de Tierras Blancas forman una discontinuidad angular con respecto a los de Lagunita, los estratos de Tierras Blancas son piedras de barro de 2-15m de espesor (Mercer, 2005), intercaladas con finas capas de areniscas volcánicas de 5 a 30cm de espesor que corresponden a Lagunita. Mercer, (2005) describe Tierras Blancas, consiste en cuatro litofacies incluyendo las lutitas arenosas, las lutitas de diatomeas, la piedra arenisca volcánica y la arenisca volcánica. La

unidad Tierras Blancas es la que contiene mayor cantidad de fósiles de mamíferos, como Camelops, extinto al final del Pleistoceno; cf. Rhynchotherium, una especie de elefante con colmillos alargados y curvos; al menos unos 20 elementos de Equus simplicidens, un tipo de cebra del norte de América, incluidas una mandíbula superior articulada y cráneo (Mercer, 2005). Por el material fósil se asignó la edad Plioceno tardío-Pleistoceno temprano (Mercer, 2005).

Las litofacies de barro arenoso forman la unidad basal de las camas de Tierras Blancas, tiene un espesor de 1 a 2 m, es masivo y resistente, tiene un bronceado para pulir el color, forma la base de los afloramientos de Tierras Blancas (Mercer, 2005), el barro tiene entre 80-90% de arcilla con 10-20% de gránulos de arena angulares a subangulares, los minerales de feldespato y los granos líticos volcánicos dominan los conjuntos de grano de arena (Mercer, 2005). El cuarzo y los óxidos de Fe-Ti, piroxeno y anfíbol aparecen como minerales accesorios con un componente menor de los granos. La matriz consiste en detritos y zeolita como cementante, probablemente se formaron a partir de cenizas volcánicas muy finas (Mercer, 2005).

Las litofacies de barro de diatomeas se encuentran sobre la superficie de barro arenoso de 1 a 15m de espesor, esta unidad se adelgaza hacia el noroeste (Mercer, 2005), lateralmente no se ha podido estimar su extensión debido a su limitada exposición. El barro de diatomeas aparece comúnmente horizontal, localmente muestra una deformación no sistemática significativa y una facie rebajada (Mercer, 2005), es de color blanco estratificado en una capa fina, se puede observar como un acantilado por encima de su contacto con la arenisca (Mercer, 2005). La piedra de barro es de diatomita, contiene sedimentos de cenizas que dominan las facies fósiles. Además de los restos fósiles de mamíferos fueron encontradas impresiones de hojas de plantas fósiles (Mercer, 2005) pertenecientes a tres especies de roble y a una especie de sauce, también se identificaron estructuras tubulares (~5-10cm de diámetro) pertenecientes a roedores (Mercer, 2005), estas se

encuentran llenas de material orgánico ceroso marrón oscuro, también se encontraron rellenas parcialmente con barro blanco de diatomeas reelaborado (Mercer, 2005).

Las diatomeas identificadas en las litofacies de los estratos de Tierras Blancas incluyen: Aulacoseira, Stephanodiscus, Staurosira, Cocconeis, Cymbella, Gomphonema, Rophalodia y Synedra, en particular se encontraron dos géneros planctónicos Aulacoseira y Stephanodiscus dominando la sección lacustre (Mercer, 2005; Andrade-Servín e Israde-Alcántara, 2009). Al igual que las litofacies de arenisca volcanoclástica de Lagunitas, las areniscas Tierras Blancas se describen como arenisca volcanoclástica, (Fisher, 1961; Mercer, 2005).

#### *Rocas Volcánicas del Plioceno-Pleistoceno tardío*

Algunas de las estructuras volcánicas no datadas que se encuentran en el Sureste del Graben de Acambay, una cúpula de lava silícica conocida como Cerro de Santa Lucía (Norato-Cortez, 1998) es una cúpula parasitaria del estratovolcán San Pedro que tuvo varias erupciones de lava de dacita y riolita. El estratovolcán San Pedro (Temascalcingo) estuvo activo durante el Plioceno temprano, por lo que la edad del Cerro Santa Lucia debe ser del Plioceno tardío al Pleistoceno temprano (Mercer, 2005) tres muestras de flujo de lava silícica asociada al Cerro Santa Lucia, incluye dos dacitas y una riolita baja en sílice, tienen un color gris claro, contienen entre 50-80% de fenocristales que incluye plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, las dacitas y la riolita presentan un alto contenido en Potasio y Magnesio (Mercer, 2005) el flujo de lava andesítica es distinta en base a su firma geoquímica respecto a otros flujos de lava de la zona, por su alto contenido en Potasio y Magnesio (Mercer, 2005).

### *Flujos de lava, aluvión y coluvión Cuaternarios.*

Las rocas más jóvenes localizadas en el sureste del Graben de Acambay son flujos de lava, aluvión y coluvión Cuaternarios que se sobrepone de manera disconforme a las unidades Lagunita, Tierras Blancas y Cementerio. Al Norte se encuentran flujos de lava máfica y conos de escoria, nombrado Basalto los Metates por Sánchez-Rubio, (1984) (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999; Mercer, 2005), la lava se encuentra estratigráficamente arriba de los estratos Cementerio, por lo que estos flujos de lava deben ser la secuencia más joven de la secuencia Matuyama (1.1-0.78 Ma) (Mercer, 2005) son lavas basálticas andesíticas, son de color gris a gris oscuro con un contenido <5% de fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Mercer, 2005). Los flujos de lava intermedios se encuentran al sur, los derrames pertenecen a conos de escoria a lo largo de la falla Pastores, se reporta una edad de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 0,4-0,1 Ma (Suter *et al.*, 1995; Mercer, 2005). El aluvión cubre gran parte del área especialmente el valle donde la corriente y el uso de suelo agrícola acarrear los materiales, en la localidad de El Durazno se presentan arcillas y areniscas, las arcillas son de color marrón oscuro, forman pendientes ~10% constan de minerales del tamaño de arena como los feldespatos, las areniscas son resistentes y se encuentran entrelazadas con las arcillas, son de color marrón claro a marrón, son masivas y de grano medio a grueso (Mercer, 2005). El coluvión cubre las laderas de la falla Pastores, parte de las cúpulas volcánicas y conos de escoria, no se han reportado fósiles de mamíferos en la sección Cuaternaria, los restos encontrados se exhiben en el museo municipal de arqueología de Acambay y se incluyen restos de caballo, camello, mastodonte, antílope mexicano y bisonte (Mercer, 2005).

Mercer, (2005) propone una serie de eventos planteando una evolución del relieve y los cambios de ambientes, plantea la sucesión de eventos volcánicos reconocidos, menciona algunas de las características tectónicas del área y hace un planteamiento en los cambios de tipo de ambiente

de acuerdo con las características sedimentológicas de los materiales que complementa con su análisis de laboratorio y datación de los materiales expuestos en el área sur del Graben de Acambay. Se hará un resumen de los eventos propuestos por Mercer, (2005).

### *Volcanismo y Extensión del Mioceno-Pleistoceno temprano*

Las rocas metasedimentarias mesozoicas componen el basamento pre-Mioceno del Graben de Acambay (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999), el desarrollo de volcanes en el Cinturón Volcánico Mexicano inicio en el Mioceno medio (Nixon *et al.*, 1987; García-Palomo *et al.*, 2002), y corresponde con el inicio de la extensión intra-arco en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano. La falla extensional en arco paralelo inicio en el Mioceno tardío y Plioceno temprano (8 a 5 Ma) en varias zonas del centro de México, en el graben de Acambay inicio aproximadamente hace 6 Ma, basado en cálculos de deslizamiento en eventos Holocenos de la Falla Acambay-Tixmadejé (Suter *et al.*, 1995; Suter *et al.*, 2001; Mercer, 2005). Durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano en el Graben de Acambay el volcanismo silíceo a intermedio estuvo dominado por la caldera de Amealco (4,7 Ma, Aguirre-Díaz y McDowell, 2000) además de la formación del estratovolcán San Pedro (Temascalcingo) durante el Plioceno Temprano (Norato-Cortez, 1998; Mercer, 2005) además de la presencia en los flancos de la falla Pastores rocas volcánicas del Mioceno-Plioceno (Aguirre-Díaz *et al.*, 1999) una dacita muestreada en la pared de la falla Pastores, presenta un volcanismo con afinidad de arco continental durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano con una firma geoquímica en óxidos metálicos. Las rocas volcánicas de la caldera de Amealco muestran similitud con la firma geoquímica de esta dacita (Aguirre-Díaz y McDowell, 2000; Mercer, 2005).

### *Sedimentación y vulcanismo del Plioceno-Pleistoceno*

La secuencia estratigráfica del Plioceno-Pleistoceno del sureste del Graben de Acambay registra cambios en la sedimentación y el vulcanismo (Mercer, 2005), la sedimentación fluvial y aluvial presentes durante el Plioceno inferior, está representada por los estratos de Lagunita, el cambio al depósito lacustre de Tierras Blancas a fines del Plioceno y Pleistoceno temprano, más tarde durante el Pleistoceno regreso la sedimentación fluvial y aluvial de las capas Cementerio continuando hasta el presente (Mercer, 2005). Durante el Plioceno y el Pleistoceno el vulcanismo continuó dando como resultado la formación de pequeñas estructuras tipo domo de lava silícica, conos de escoria y flujos de lava máficas a intermedios, la disminución del tamaño de las estructuras volcánicas se corresponde con la migración en el Cinturón Volcánico Mexicano hacia la Trinchera Mesoamericana (Mercer, 2005).

### *Sedimentación Lagunita del Plioceno inferior*

El depósito Lagunita se caracteriza por un grano relativamente grueso, la composición de las rocas volcanoclásticas, la textura y estructuras sedimentarias fluviales indican que la sedimentación fluvial y aluvial se dio cercana a la fuente (Mercer, 2005). Es probable que el vulcanismo local origino los materiales sedimentarios volcánicos, así como influencio en la deposición de Lagunita, como indican las brechas volcánicas, tobas de caída piroclástica, toba volcánica y sedimentos volcanoclásticos (Mercer, 2005), durante el Plioceno temprano las erupciones de la caldera de Amealco y el estratovolcán San Pedro produjeron las rocas volcánicas necesarias para formar los sedimentos de Lagunita (Mercer, 2005). Las tobas Lagunitas del Plioceno son depósitos de caída piroclásticos distales que tienen un carácter ligeramente

peralcalino que es atípico al volcanismo de arco continental y que generalmente se asocia a una dinámica tectónica extensional, diversos centros volcánicos peralcalinos se han identificado en todo el centro de México (Nixon, 1982; Verma, 1987; Moore *et al.*, 1994), por otra parte la deformación en las capas de Lagunita fue producto del emplazamiento de un flujo de lava (Mercer, 2005) o depósito de ceniza que por la sobrecarga produjo plegamiento y deformación en un entorno con relieve paleo-topográfico pues corresponde a un periodo de volcanismo voluminoso en el graben de Acambay, con sedimentos parcialmente consolidados y saturados en agua en los sedimentos fluviales en un graben activo durante el Plioceno (Mercer, 2005).

#### *Sedimentación de Tierras Blancas del Plioceno inferior al Pleistoceno temprano*

La sedimentación de Tierras Blancas presento un cambio de procesos fluvial y aluvial de Lagunita a uno lacustre (Mercer, 2005), Tierras Blancas se caracteriza por un tamaño de grano fino, predominando las fangolitas que se compone principalmente de una mezcla de limo y arcilla, siendo la lutita una de las predominantes. Las litofacies basales de lutitas arenosas corresponden al periodo de transición de la deposición fluvial y aluvial de Lagunita a la sedimentación lacustre de Tierras Blancas (Mercer, 2005). Las fangolitas de diatomea y las fangolitas masivas son dominantes en la estratigrafía de Tierras Blancas, además de representar periodos de deposición lacustre profunda y marginal en un paleolago de aproximadamente  $\sim 15 \text{ km}^2$ , de acuerdo con los afloramientos (Mercer, 2005). En otros estudios se han descrito características sedimentarias en lagos Neogenicos en el Cinturón Volcánico Mexicano (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999) similares a las observadas por Mercer, (2005) en Tierras Blancas donde el registro sedimentológico se puede considerar importante debido que la secuencia registra una historia detallada donde se resaltan las variaciones en el nivel del lago.

Otro rasgo importante son la presencia de diatomeas, por lo que la actividad volcánica en torno al lago favoreció su desarrollo debido a esto se ha podido conocer las características de la condición del paleolago (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999), la presencia de los géneros planctónicos de *Aulacoseira* y *Stephanodiscus*, en las fangolitas de diatomeas, indica que era un cuerpo de agua relativamente profundo de agua dulce, se estima una profundidad superior a los 10 m, aunque la presencia de otros géneros como *tycoplanktonic* cercanos a la base de la secuencia y que corresponderían a los inicios del lago que pudo haber sido durante su llenado (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

En el registro sedimentológico de Tierras Blancas se representa por la ocurrencia de fluctuaciones en el nivel del lago, durante el Plioceno el desarrollo del lago se pudo producir por la subsidencia de la cuenca (Mercer, 2005) lo cual pueden estar asociado directamente al fallamiento extensional y la formación del graben, de acuerdo al modelo propuesto por Carroll y Bohacs (1999, Figura 44) nos dice que tasas altas de hundimiento de las fallas que delimitan la cuenca hace que se produzca un hundimiento acelerado, lo que puede causar un cambio de sedimentación fluvial a lacustre, de modo que la disminución en las tasas de deslizamiento y hundimiento de la cuenca generan un cambio de sedimentación lacustre a fluvial a medida que se rellena de sedimentos la cuenca, entonces podemos afirmar que la cuenca tiene un control tectónico que se evidencia en los sedimentos de Tierras Blancas.

### *Volcanismo silícico e intermedio del Plioceno-Pleistoceno tardío.*

Las erupciones volcánicas de rocas silícicas como la dacita y riolita del Cerro Santa Lucia, y rocas volcánicas intermedias como los flujos de lava sin andesita, ocurrieron durante el Plioceno y Pleistoceno superior en el graben de Acambay, las rocas presentan afinidad de arco continental marcando un periodo de volcanismo magnesiano con contenido de potasio (K) medio a alto (Mercer, 2005).

### *Sedimentación Cementerio del Pleistoceno*

Posterior a la sedimentación lacustre del Plioceno tardío-Pleistoceno temprano, la sedimentación volvió a ser fluvial y aluvial en el Pleistoceno que corresponden con las areniscas y los lodos de los lechos Cementerio (Mercer, 2005). El volcanismo continuó ejerciendo un papel importante en la sedimentación durante el Pleistoceno, las areniscas de las capas de Cementerio consisten de cenizas volcánicas re trabajadas y contienen granos líticos vítreos detríticos de una o varias fuentes (Mercer, 2005). De acuerdo con los resultados de Mercer, (2005) de composición del vidrio de la arenisca y la toba sugieren una proximidad cercana a la fuente y las características de los materiales debió ser la caldera de Amealco, además de su firma geoquímica alta en óxidos de hierro y contenido de potasio (K) y otras características corresponden a rocas de arco continental.

### *Sedimentación y Volcanismo Cuaternario*

En el Pleistoceno fueron expulsadas rocas volcánicas de composición máfica a intermedia, las andesitas basálticas fueron expulsadas por varios orificios de ventilación de conos de escoria, las andesitas basálticas y los flujos de lava de andesita muestran una relación geoquímica que

indican un periodo de volcanismo de arco continental (Mercer, 2005) como resultado del abundante material volcánico y granos líticos de los flujos de lava, el aluvión y coluvión cuaternario representa la sedimentación aluvial y fluvial presentes durante el Pleistoceno y hasta la actualidad en el Graben de Acambay (Mercer, 2005).

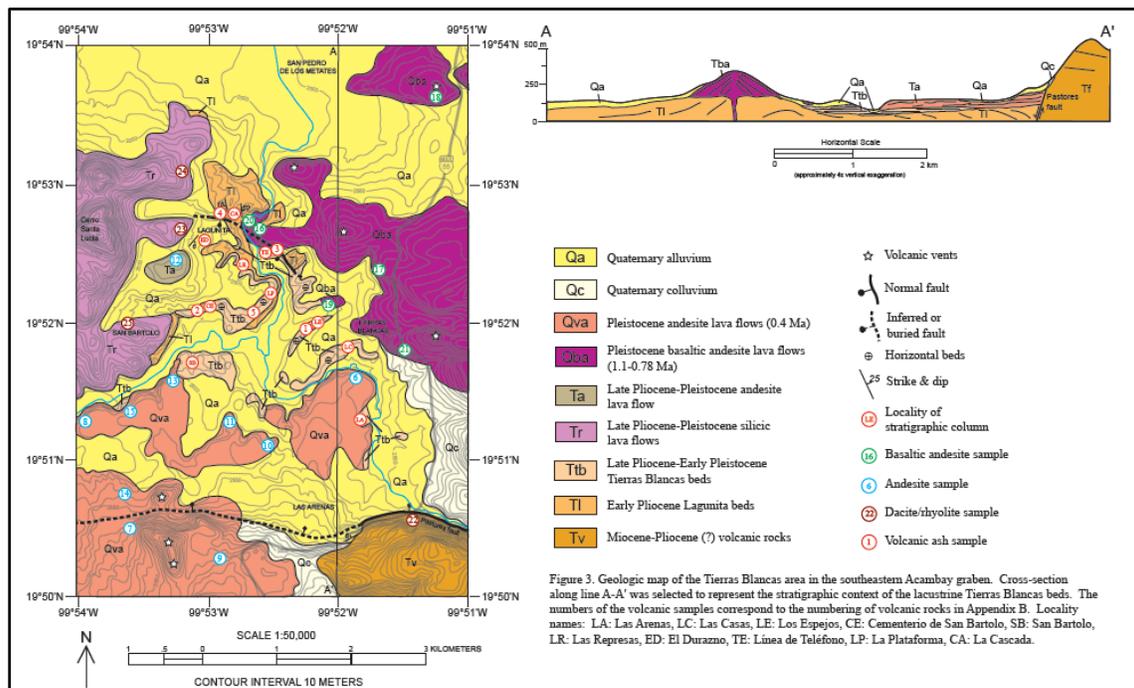


Figura 2.14: Mapa Geológico del área de Tierras Blancas en el Sureste del graben de Acambay. La sección transversal a lo largo de la línea A-A' fue seleccionada para representar el contexto estratigráfico de los lechos lacustres de Tierras Blancas, los números son muestras de rocas correspondientes a las rocas volcánicas en el Apéndice B (ver Mercer, 2005; Apéndice B). Nombres de Localidades: LA: Las Arenas, LC: Las Casas, LE: Los Espejos, CE: Cementerio de San Bartolo, SB: San Bartolo, LR: Las Represas, ED: El Durazno, TE: Línea de Teléfono, LP: La Plataforma, CA: La Cascada. Tomada de Mercer, (2005).

## Cap. III Procesos físicos

### 3.1 Procesos de subsidencia, Graben

La superficie terrestre se encuentra en constante cambio debido a procesos que se encargan de modelar el relieve, algunos son bastante complejos y largos que pueden durar miles de años otros son de corta duración y pueden ocurrir en escalas de tiempo menores, estos procesos se pueden resumir en a) internos (geológicos) y b) externos (climáticos). Aunque en realidad son procesos muy complejos y que interactúan entre si continuamente.

A lo largo del trabajo se ha hablado de una estructura compleja conocida como el Graben de Acambay, de modo que vamos a tratar de explicar lo que es un graben y también de los procesos que se llevan a cabo en el área como son los procesos de ladera, un graben es una fosa tectónica, el equivalente en español del término *graben* (alemán) usado en geología de minas en Alemania en el S. XVIII, este término fue ampliado por E. Suess en 1885, como una zona de hundimiento tectónico limitada por fallas paralelas con una longitud mayor a su anchura, puede ser simétrica o asimétrica, la erosión se produce transversal a las laderas formando barrancos o por acumulación abanicos aluviales (Lugo-Hubp, 2011). Otra estructura similar son los sistemas rift, del inglés fractura, es una estructura tectónica disyuntiva que puede afectar varios cientos de kilómetros, es más grande al anterior, la separación se produce en sentido perpendicular al eje del rift, estos pueden ser continentales, intercontinentales u oceánicos, en estas zonas se presenta actividad sísmica y en muchos casos actividad volcánica (Lugo-Hubp, 2011).

En particular el graben de Acambay presenta características muy particulares que están directamente relacionadas a la zona de subducción en la costa del pacifico y el volcanismo manifestado en el centro de México. Se puede afirmar sin temor a equivocarse que se trata de una

cuenca sedimentaria controlada tectónicamente, en este sentido existe una relación entre sedimentación y tectónica (Vera, 1994; Arche Ed., 2010).

Una cuenca sedimentaria es una porción de la superficie terrestre que se ha sometido a una subsidencia por un periodo largo de tiempo. La formación de una cuenca está directamente relacionada en mayor o menor medida con una relación existente entre la litosfera y el manto superior, es decir si existe tensión, compresión o estabilidad entre ellas (Arche Ed., 2010). Suponiendo un estado inicial de estabilidad en la litosfera y se altera, comenzara en el límite entre la litosfera y astenosfera, existen dos teorías aceptadas, una de ellas plantea que se genera a mayor profundidad y se origina por los movimientos convectivos en el manto superior, la otra plantea un estado de tensión en el interior de las placas, en ambos casos se produce subsidencia (Arche Ed., 2010). Existen tres mecanismos aceptados que generan subsidencia (Vera, 1994).

1. Extensión de la corteza por tensión: esta originada por un flujo térmico anormal o hot spot, el cual es un proceso activo de la corteza y el manto y presenta actividad tectónica, produciendo un levantamiento anterior al estiramiento se produce un fracturamiento radial y hundimiento, o puede producirse por tensión en el interior de una placa por el acomodamiento de esfuerzos tectónicos con manifestación magmática como consecuencia de ellos este modelo explica la evolución de zonas como la depresión del Afar (Arche Ed., 2010, Figuras 22.2 y 22.4)
2. Contracción térmica, contracción de la corteza causada por calentamiento-enfriamiento de la corteza y el manto (Subsidencia térmica): este mecanismo es posterior al anterior, después del calentamiento se produce un enfriamiento del material y contracción térmica simultanea debido al cese del aporte de material caliente o por alejamiento del foco térmico, este proceso afecta zonas más extensas separadas por el estiramiento con

una disposición 'onlap' de los sedimentos en las márgenes de la cuenca, el flujo térmico continuo tiene relación con la generación, migración y acumulación de hidrocarburos en estas cuencas, además la pérdida de calor de la corteza terrestre estará en función de la estabilidad tectónica de la zona (Verhoogen, 1980 en Arche Ed., 2010). El graben del Rhin presenta estas dos fases de evolución. (Arche Ed., 2010, Figura 22.6)

3. Deformación flexible por carga: este mecanismo se produce por la acumulación de sedimentos que desplazan masas de agua en las márgenes continentales que se hundan por flexión, este proceso será mayor cuando los sedimentos progradan hacia el mar; además de la carga de sedimentos el plegamiento de una cadena montañosa o la aparición de un gran volcán generaran una carga que será compensada por flexión debido a la resistencia de la corteza a la deformación horizontal esto facilita la liberación de esfuerzos verticales, generando un reajuste isostático local con un movimiento vertical de los bloques (Hipótesis de Airy) o por flexión elástica del bloque afectado (Hipótesis de Walcott) (Arche Ed., 2010, Figura 22.7)

Aunque parece contradictorio durante la subsidencia se produce la elevación de la corteza, acompañado por el estiramiento de la corteza y la aparición de fracturas, puede haber estiramiento simple o puede estar acompañado por la intrusión de diques por ascenso de la astenosfera caliente, dando como resultado un relieve invertido, mayor en superficie y menor en profundidad producido por un exceso de corteza más densa provocando un reajuste isostático engrosando lateralmente y desplazando los flancos de la cuenca que se eleva como respuesta isostática, aunado a este proceso se produce el rompimiento de la corteza por fallas ortogonales, llamadas fallas de compensación que permiten actuar de modo independiente a los bloques y que acomodan los esfuerzos a lo largo

de la traza de ruptura principal a consecuencia del emplazamiento de basaltos o por el recalentamiento del manto litosférico y fundición del mismo, (Arche Ed., 2010).

La fracturación generada por adelgazamiento y estiramiento cortical genera una zona de debilidad la cual se fractura al aumentar la tensión, diversos autores están de acuerdo que la fracturación se produce en zonas previamente debilitadas o con fracturas previas, las cuales son aprovechadas para liberar energía de tensión durante el estiramiento y adelgazamiento, además de estar en función de la densidad y comportamiento de la litosfera, generando un abombamiento en la parte inferior dúctil (70 a 90 km de profundidad) y fracturación en la parte superior rígida (10 a 20 km de profundidad) (Arche Ed., 2010).

El mecanismo de subsidencia de un graben es debido a un reajuste isostático generado al hundirse un bloque más ligero por separación de los bloques vecinos, esta separación es compensada por el aporte de sedimentos que rellenan el espacio entre bloques, anteriormente se creía que existía una cuña de material ligero al centro del graben hundiéndose en el manto, esto es imposible isostáticamente y estudios geofísicos demuestran que existen rocas de mayor densidad a poca profundidad bajo la corteza continental fracturada y adelgazada (Arche Ed., 2010). En relación con las fuerzas que intervienen en la dinámica de placas se ha encontrado que el esfuerzo descendente de las placas en subducción, conocido como ‘tracción de placa’ (slab pull) se encuentra asociado a las corrientes convectivas del manto (Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2001 en Arche Ed., 2010).

## 3.2 Procesos gravitacionales

Los procesos gravitacionales o de remoción en masa comprenden una diversidad de tipos de movimiento en masa de material, su estudio es importante porque comunidades han sido afectadas directa o indirectamente en distintas partes del mundo. Son movimientos complejos y con distintas características que los hacen particulares entre sí. De acuerdo con algunas definiciones también se conocen como procesos de remoción en masa o procesos de ladera, depende del autor y los fines del estudio.

Así como existe una variedad de tipos de movimientos también existen una variedad de definiciones y nombres que refieren al proceso descendente de rocas y suelo. Tarbuck y Lutgens, (2008) lo definen como el movimiento pendiente abajo de roca, regolito y suelo, bajo la influencia directa de la gravedad. Lugo-Hubp, (2011) lo define como el desplazamiento de la cubierta de material no consolidado o por bloques de rocas del sustrato, sobre la ladera, y su parte posterior acumulación al pie de la misma o a mayor distancia. Se lleva a cabo por la acción de la fuerza de gravedad.

Los movimientos han sido clasificados por tipo de litología, pendiente, estructura geológica, tipo de cabecera, forma geométrica del deslizamiento, velocidad del movimiento, entre otros aspectos. De acuerdo con Pineda-Tovar, (2014) y Tarbuck y Lutgens, (2008) los principales movimientos son.

**\*Desprendimiento:** es un movimiento al vacío de roca o detritos que no se pueden mantener en la ladera, tiene una trayectoria vertical descendente de materiales.

**\*Vuelcos (toppling):** movimiento de abertura en bloque de roca o suelo originado en la cabecera.

**\*Deslizamientos traslacionales/rotacionales:** es el movimiento de material coherente se mueve sobre una superficie bien definida como una falla, una diaclasa o un estrato de roca de mayor resistencia, también denominado **desplome** es un movimiento descendente de material movilizado en masa a lo largo de una superficie curva de ruptura.

**Extensión lateral:** movimiento con desplazamiento lateral producido por licuefacción o sobre bases licuefactibles.

**Flujo y colada:** movimiento de deformación continua de una masa de tierra revuelta y desorganizada con un comportamiento viscoso, debido a la saturación de agua en el material, tiene un movimiento lobular o en forma de lengua. De acuerdo al tipo de material se conocen como flujo de derrubios, coladas de barro, lahares cuando es material volcánico.

**\*Reptación:** es un movimiento descendente gradual del suelo o detritos que también afecta la cubierta vegetal, en los arboles se puede ver una base combada en sentido de la pendiente. Esta producido por la expansión y contracción por hielo o agua al humedecer y secar el material lo que hace que pierda cohesión interna, es un movimiento lento y de larga duración que puede afectar, cercas, postes y desplazar bardas.

**Solifluxión:** Flujo de suelo, este proceso ocurre cuando el suelo está saturado de agua, generando que la masa fluya pendiente abajo a milímetros o centímetros diarios o anuales, está producida por la saturación de agua en la superficie y que no puede infiltrarse a niveles más profundos, debido a arcillas densas o roca impermeable. También se produce en zonas por encima del permafrost.

**\*Movimientos complejos:** son movimientos de origen desconocido, puede ser combinado y múltiple de los anteriores en ocasiones producidos como resultado colateral de otros procesos

como erupciones volcánicas, sismos y eventos hidrometeorológicos que actúan como desencadenantes (trigger).

Este tipo de procesos se pueden originar como consecuencia de otros fenómenos geológicos o climáticos, algunas características involucradas son: a) Litológicas como tipo de material y grado de cohesión de los materiales; b) Estructurales y estratigráficas como densidad de fallas y fracturas, grado de meteorización, litología de la ladera, tipos de material en la columna estratigráfica y c) Características morfológicas, pendiente o inclinación de la ladera, cambios en la pendiente y morfología del área.

Otro factor importante es el contenido de agua almacenada, que puede producir un aumento de peso por saturación del fluido, aumento de la presión intergranular que provoca pérdida de cohesión y resistencia de los materiales, aumento de volumen por hinchamiento y deformabilidad del material como arcillas y limos, una mineralización por lavado a variedades inestables, reorientación de cristales y partículas por efecto lubricante. La actividad sísmica reciente sea indirecta o directa, así como actividades de origen antrópica como minería, obras civiles, incendios, deforestación y asentamientos irregulares en las laderas, o la inestabilidad estructural relacionada con la geología y tipo de materiales que se encuentran en un área específica.

En el área de estudio se han identificado procesos de remoción en masa como deslizamientos rotacionales, desplomes, vuelcos, desprendimientos, reptación y otros movimientos complejos, (con asterisco en la descripción principal) que se asocian a la sismicidad local y al tipo de material, arenisca y conglomerados, principalmente, estos se han observado en las laderas de las montañas y en las paredes de las fallas maestras del graben de Acambay, hasta el momento no se conocen afectaciones a la población ocasionados por estos procesos pero existe el riesgo de que

puedan presentarse en áreas que actualmente están siendo pobladas debido al aumento de la población en los últimos años.

### **3.3 Teoría de la Reactivación de Fallas (Odrael Quintero Legorreta, 2002)**

Actualmente la población ocupa un lugar preponderante en el espacio, en México buena parte se encuentra en la parte central del país por esto es importante el estudio y análisis estructural de las fallas, esto último se relaciona con los métodos y fines de la neotectónica, que comprende el estudio de las deformaciones recientes y establece una cronología detallada para las deformaciones actuales en la corteza terrestre que se asocian directamente con los eventos tectónicos (Quintero-Legorreta, 2002), ocurridos en la litosfera.

La descripción de los distintos sistemas de fallas presentes y distribuidas en gran parte del centro de México y que fue descrita en páginas anteriores es importante puesto que se han identificado distintos rumbos presentes dentro del Graben de Acambay, en concreto en el volcán San Agustín o Temascalcingo, (San Pedro el Alto) y sus alrededores que fueron descritos en el trabajo como el Sistema de fallas centrales del volcán San Agustín que fue donde se concentraron la mayor parte de las salidas al campo incluida la parte de la Falla Pastores en las comunidades de Pastores y Manto del Río. Es por esta razón que del mismo modo se hizo la descripción de las unidades estratigráficas, las fases de deformación y del Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, el cual pasa cortando el lado poniente de la estructura en la comunidad de Amealco, estos dos sistemas se encuentran ubicados en la frontera norte del Cinturón Volcánico Mexicano de manera ortogonal explicados y estudiados Alaniz-Álvarez *et al.*, (2002) recuperamos los siguientes incisos:

a. Por un bajo valor de la razón de esfuerzos, representado con la siguiente formula  $R =$

$$\frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} \text{ (Alaniz-Álvarez et al., 2002)}$$

b. Por ser el cruce de dos provincias tectónicas, la provincia de las Cuencas y Sierras y la Faja Volcánica Transmexicana (Alaniz-Álvarez et al., 2002)

Los eventos neotectónicos se estudian tomando como referencia sus manifestaciones tectónicas sedimentológicas, volcánicas y geofísicas (Quintero-Legorreta, 2002), comúnmente las deformaciones tectónicas afectan los bordes de las placas, las cuales son el resultado de movimientos horizontales y verticales de las placas respetando una cinemática conocida. Los depósitos de cuencas sedimentarias pueden registrar de manera precisa los movimientos verticales, lo cual permite conocer la componente vertical en la deformación. Por último las emisiones volcánicas y el magmatismo asociado a procesos de subducción, son el resultado de los eventos de deformación, la composición química y mineralógica permite conocer el ambiente en el que se originaron los magmas. La Faja Volcánica Mexicana es el producto de procesos de subducción y desgarre continental.

Existe una alineación entre las estructuras del Graben de Acambay con la proyección del Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, ambos sistemas presentan actividad sísmica moderada y estructuras activas en varios sectores, como la falla Venta de Bravo con 45 km de largo y que coincide con el extremo oriental del Graben de Cuitzeo (Quintero-Legorreta, 2002), sin embargo existen estructuras simples que son más importantes por tratarse fallas que han permanecido activas durante breves periodos de tiempo o que continúan activas pero han registrado un solo evento de deformación con planos de falla con estrías en una sola dirección. Algunas de estas son la falla Acambay-Tixmadejé, Pastores y Venta de Bravo, las cuales se originaron bajo el mismo campo de esfuerzos regional. (Quintero-Legorreta, 2002).

Por su parte Alaniz-Álvarez *et al.*, (2002) Realizaron la interpretación de los resultados de  $R$  de la razón de esfuerzos para datos obtenidos en el graben de Aljibes y Acambay, (Suter *et al.*, 1995) donde la condición de  $R$  pequeña sugiere perturbaciones menores en el campo de esfuerzos lo que permite la permutación entre  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  activando de manera alternada como fallas normales en cada uno de los sistemas, y apoyados en tres hipótesis posibles para el desarrollo de los sistemas de fallas ortogonales con este modelo matemático.

- 1- Suponiendo un medio isótropo, una razón de esfuerzos muy baja, puede explicar la formación de un patrón ortogonal de fallas; que se generen dos sistemas de fallas nuevas ortogonales con una orientación ideal. Aunque lo más probable es que se reactiven fallas con orientaciones ideales en una región fracturada, como lo es el centro de México. Los planos con bajo coeficiente de fricción y baja cohesión entre planos, se corresponden a valores críticos de deslizamiento sobre un plano de debilidad y de ruptura para la roca intacta se reactivarán con un estado de esfuerzos menor al necesario para fracturar la roca. (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002).
- 2- Los planos orientados desfavorablemente pueden requerir bajo ciertas condiciones un menor esfuerzo diferencial para deslizarse que el necesario para formar una nueva falla (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997) la reactivación de un plano preexistente depende de su orientación, cohesión, coeficiente de fricción, presión de fluidos y la profundidad del inicio del desplazamiento, de modo que las fallas que se han reactivado en varios episodios de deformación son fallas maduras, las cuales pueden presentar alta porosidad permitiendo la concentración de fluidos en su estructura y contener material de falla como arcillas, cuyo coeficiente de fricción es bajo. (Morrow *et al.*, 1992; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002).

- 3- Resulta poco probable que una razón de esfuerzos baja se haya presentado en todos los sitios donde se ha reconocido la intersección de dos sistemas de fallas ortogonales. Se han reconocido a lo largo de 250 km desde San Luis Potosí hasta Acambay con actividad sincrónica desde el Oligoceno hasta el Cuaternario, este fallamiento sincrónico de dos o más sistemas ocurrió durante dos eventos de deformación extensional posteocénica ocurridos en la región ubicada entre San Miguel de Allende y Huimilpan. (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002)

Algunos de los métodos usados para el análisis de estructuras de falla es el de inversión de estrías, aunque los resultados que se obtienen no son completamente confiables más aún cuando se aplican a zonas anisótropas o cuando se abarcan múltiples fases o eventos de deformación (Pollard *et al.*, 1993; Cashman y Ellis, 1994; Twiss y Unruh, 1998; Nieto-Samaniego, 1999; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002)

De acuerdo con la modelación de interacción cinemática realizada por Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, (1997) establece “cuando el movimiento de una falla depende del movimiento de otra; esto ocurrirá cuando el esfuerzo diferencial necesario para deslizar un plano que corta es mayor que el necesario para deslizar el plano cortado, de tal manera que no es posible mover el primero sin mover el segundo. Cuando se alcanza el esfuerzo necesario para mover el plano cortante se mueve el bloque limitado por las dos fallas con una dirección paralela a la intersección de los dos planos” dentro del Cinturón Volcánico Mexicano para la deformación Cuaternaria, el Sistema Taxco-San Miguel de Allende es el que requiere mayor esfuerzo diferencial para activarse y en algunas zonas el sistema Chapala-Tula es cortado por este sistema, en estas zonas es donde pudo existir interacción cinemática entre los sistemas de fallas.

En cuanto a la explicación del cruce de dos provincias distintas, Cuencas y Sierras y la Faja Volcánica Mexicana, la provincia de Cuencas y Sierras es en referencia a una provincia tectónica y no fisiográfica, en analogía con el Basin and Range del Occidente de Estados Unidos (Carrillo-Martínez, 1998; Suter *et al.*, 2001; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Henry y Aranda-Gómez, 1992) en México comprende una gran parte del centro y norte con una morfología de cuencas alargadas N-S, el evento tectónico que las formó pertenece al Oligoceno tardío. De modo que existe una sobreposición de dos provincias tectónicas separadas por el tiempo, en la provincia de Cuencas y Sierras la deformación ocurrió durante el Oligoceno tardío (30-24 Ma) mientras que en la Faja Volcánica Mexicana ocurrió posterior al Mioceno tardío, lo cual significa que la zona activa del Cinturón Volcánico Mexicano cruza estructuras que permanecieron inactivas por más de 10 Ma, esto no quiere decir que sea una intersección donde ocurrió una interacción de esfuerzos regionales distintos ni de dos provincias tectónicas activas sino que la actividad simultánea de ambos sistemas de fallas en las zonas de intersección ocurrió al sobreponerse una provincia tectónica activa a estructuras inactivas preexistentes y podemos creer que el desplazamiento simultáneo de ambos sistemas de fallas fue producido por la interacción cinemática de sistemas de fallas preexistentes activados bajo un nuevo régimen tectónico.

Las estructuras preexistentes corresponden a cuatro eventos de deformación en el centro de México.

1. El acortamiento de la Orogenia Laramide
2. La deformación extensiva Eocénica
3. El alargamiento de la formación de la Provincia volcánica Sierra Madre Occidental
4. El alargamiento de la formación del Cinturón Volcánico Mexicano desde el Mioceno hasta el Reciente

Además de constituir una zona de debilidad cortical el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, separa dos estilos distintos de volcanismo en el Cinturón Volcánico Mexicano es en esta zona donde se ha generado parte de la extensión posteocénica en el centro de México.

## **Cap. IV La Vulnerabilidad y el riesgo**

### **4.1 Vulnerabilidad**

Hablar de vulnerabilidad sin riesgo es hacer una discusión parcial, entre estos dos conceptos existe una relación que las enriquece mutuamente, se complementan para brindar un análisis aproximado ante diversos escenarios de riesgo en una comunidad en particular, los análisis realizados en este sentido sobre estos temas tienen una singular forma y estilo en que se han desarrollado ya que existen al menos tres grupos de tipos de estudio, análisis de aspectos teórico conceptuales, análisis de aspectos metodológicos y análisis empírico-estudio de caso.

Aunque se comenzaron realizando análisis empíricos-estudios de caso, por el interés de comprender los fenómenos y las consecuencias generadas en la sociedad, actualmente tienen mayor relevancia los estudios teórico conceptuales para comprender mejor los términos y evitar confusiones en su uso y metodológicos que ofrecen propuestas de análisis de conceptos frente a la práctica real de estos y poder medirlos y caracterizar los elementos que intervienen para la generación de vulnerabilidad social, para comprender de mejor manera estos procesos, de modo que se abre una ventana de posibilidades muy amplia para realizar estudios de riesgo-vulnerabilidad, para nuestro análisis comenzaremos por definir y hablar sobre los antecedentes de los estudios sobre riesgo para comprender mejor los conceptos y poder discutir nuestro objeto de estudio.

Los estudios sobre riesgos y la discusión teórico conceptual comenzaron por un estudio empírico realizado por Samuel Henry Prince, en 1920, por la explosión de un barco francés cargado de munición en el puerto de Halifax, Nueva Escocia, a raíz de este estudio surgió la “Hipótesis de

Prince”, en la cual se establece que los grandes desastres generan cambios importantes en la sociedad, (García, 1993, citado en Rodríguez-Van Gort coord. 2017)

Los primeros trabajos se realizaron sobre fenómenos físicos, para entenderlos, y en cierta medida poder reducir el riesgo mediante planes de acción ante estos eventos y medidas de mitigación, durante el transcurso del siglo pasado se establecieron dos posturas claras sobre cómo eran analizados, por una parte se daba importancia a los fenómenos físicos y la postura crítica que proponía estudiar a la sociedad como parte del problema, analizando las condiciones previas al evento, su economía, capacidad de organización y otras más, claramente estas posturas son opuestas entre sí, pero que en un análisis integral permiten complementarse mutuamente, que permiten analizar en conjunto los elementos que intervienen en la construcción de la vulnerabilidad y la mitigación del riesgo.

A partir de la mitad del siglo XX con el impulso en la investigación para profundizar en el conocimiento de los fenómenos físicos puesto que se asociaba directamente al riesgo como una condición de la naturaleza en la que existía la causa del desastre, de modo que se comenzaron a analizar para contrarrestar sus efectos realizando obras de infraestructura para controlar y mitigar el riesgo.

Recientemente el tema toma su importancia dentro de los temas políticos, pues se convierte en un tema de seguridad social e institucional ya que adquiere connotaciones económicas y que roza los límites jurídicos con la responsabilidad y atribuciones jurídicas que intervienen en los procedimientos para planear y mitigar el riesgo, pero que sobre todo se vuelve hacia la toma de decisiones ante el peligro. El peligro es o puede ser cualquier fenómeno natural o social que por su intensidad, magnitud y frecuencia participe en la construcción de un desastre, la amenaza es el aumento en el peligro de presentarse u ocurrir a una población con daños inminentes. El desastre

es el producto de diversos fenómenos y procesos sociales y naturales, es un evento en el cual la sociedad resulta dañada en su vida, sus bienes, su entorno y su equilibrio mental, por otro lado, el daño causado al medio natural es generado por los medios de producción social, instituciones y políticas del uso de recursos naturales. (Rodríguez-Van Gort, coord. 2017), que mientras no se cambien los modelos actuales de extracción, producción, distribución y consumo por medios y sistemas más amigables el deterioro ambiental causado por el hombre continuara.

El tema es bastante amplio, pues no solo se consideran los fenómenos de causas naturales como las generadoras de desastres, también son actualmente considerados fenómenos como el terrorismo, accidentes por manejo de sustancias peligrosas, crimen organizado, guerras no convencionales atómica o química, y a otros que alteren las actividades de una comunidad. Los desastres naturales en la actualidad se pueden apreciar con mayores consecuencias colaterales, en parte al rápido crecimiento demográfico y por la falta de condiciones adentro de las comunidades, falta de implementación de medidas y protocolos de emergencia.

A lo largo del siglo pasado se pudieron apreciar distintos eventos que evidenciaron la incapacidad para sobrellevar el riesgo y mitigar sus efectos, por parte de los gobiernos y la sociedad, los desastres naturales por si solos no son más fuertes ni más catastróficos, aunque pareciera que esto se corrobora con cifras, se debe recalcar y aclarar que estos se acompañan por la vulnerabilidad que presentan las sociedades al momento antes de presentarse un evento de desastre, el concepto de vulnerabilidad es multivariado y responde a diversas condiciones que se presentan en las comunidades, entre la más importante está el rápido crecimiento demográfico y los asentamientos irregulares. Pero sobre vulnerabilidad falta hablar más.

La vulnerabilidad, como dijimos es multivariada, es decir se compone por muchas variables que pueden o no tener relación entre sí, y se entiende que son las características susceptibles a

producir riesgo, puesto que se entiende que el “riesgo es el producto de la vulnerabilidad por el peligro”, aquí es conveniente decir que la vulnerabilidad se puede prevenir y reducir.

La vulnerabilidad está claramente diferenciada en cuanto a elementos de análisis, como la vulnerabilidad física que tiene dos categorías de análisis, una que se ocupa de las condiciones físicas o estructurales de las viviendas o infraestructura del lugar y la otra para señalar la condición de proximidad o caracterización de un peligro o amenaza a la que se encuentra expuesta una población.

La vulnerabilidad socioeconómica, comprende los aspectos sociales y económicos, tales como son la capacidad de ahorro, los ingresos, tenencia de la vivienda, el acceso a servicio médico privado o institucional, escolaridad, servicios domiciliarios y locales, hacinamiento, pertenencia a algún grupo de mayor vulnerabilidad sea por su edad o condición de minusvalía, también pueden ser tratados como temas individuales sin mezclarlos en vulnerabilidad social y vulnerabilidad económica. (Rodríguez-Van Gort, coord. 2017)

Un aporte importante realizado por (Davis, 1980) en su obra “Arquitectura de emergencia” donde identifica la relación desastre-vivienda, estableciendo así la teoría social de los desastres naturales, estableciendo que las causas del desastre son sociales. (Hewitt, 1993; citado en Maskrey, 1993, en Rodríguez-Van Gort, coord. 2017). Otros analizaron el comportamiento individual y colectivo bajo condiciones de guerra convencional o atómica durante el periodo de la guerra fría, en América latina estas teorías favorecieron el estudio de los riesgos, pues aún no se tiene clara la relación que existe entre los procesos sociales, vulnerabilidad y desastres. Wilches-Chaux, (1993) define la vulnerabilidad como “la incapacidad de una comunidad para absorber, mediante el autoajuste, los efectos de un determinado cambio en su medio ambiente” y establece que “la

vulnerabilidad política constituye el valor recíproco del nivel de autonomía que posee una comunidad para la toma de decisiones que la afectan”. (Rodríguez-Van Gort, coord. 2017).

Autores como Araña y Ortiz, (1984) realizan la evaluación del riesgo y la caracterización del peligro, pero consideran que la vulnerabilidad está constituida por aspectos sociales, pero también interviene el papel de las autoridades, como el grado de concientización. Entonces ahora se presta atención en los estudios de vulnerabilidad, 1. Las condiciones sociales y económicas de la población y 2. El manejo de recursos y estrategias para enfrentar el evento de desastre.

Estudios más recientes como el realizado por Climent *et al.*, (2003) no solamente realiza la caracterización de la amenaza o peligro, sino que incorpora el análisis de la vulnerabilidad; “Amenaza sísmica y vulnerabilidad física en la ciudad de Cañas, Guanacaste, Costa Rica”, donde se realizó la zonificación de la amenaza como la vulnerabilidad estructural de las edificaciones, tomando en cuenta las siguientes características, 1. Complejidad en los planos de construcción, 2. Forma geométrica del edificio, 3. Cantidad de niveles, 4. Uso del edificio, 5. Características de los materiales de construcción y 6. La resistencia y flexibilidad de las estructuras.

Hay estudios dirigidos exclusivamente a un sector de la población, como jóvenes de 15 a 25 años, o sectores específicos como las instituciones, alguna institución o parte de algún nivel de gobierno, que intervenga en la toma de decisiones o tengan algún papel institucional u organizativo dentro de la mitigación del riesgo.

Macías (2009b) citado en Rodríguez-Van Gort coord. (2017), realiza la propuesta de cinco etapas para la mitigación del riesgo, donde si alguna falla, las demás condiciones de organización serán ineficientes.

1. Concientización del problema

2. Evaluación
3. Conocimiento
4. Preparativos
5. Puesta en practica

Es necesario entender la mayor cantidad de las características de una población que sean susceptibles de dañarse ante un evento de desastre, a este conjunto de elementos se define como vulnerabilidad global, siendo esta condición factor para su recuperación. La vulnerabilidad global también se define como el análisis de las características de la población a partir de condiciones clave de la sociedad que son los que construyen el riesgo. (Rodríguez-Van Gort, coord. 2017).

En estudios de caso realizados, también análisis empírico, que es realizado cuando el desastre ya ocurrió, se han propuesto métodos de análisis cualitativos para realizar una valoración de la vulnerabilidad, colectando los aspectos sociales, por medio de entrevistas para conocer las condiciones y características de la población antes del evento, permitiendo así detectar vulnerabilidades que no fueron atendidas.

Otra parte del análisis es la percepción de la población ante su condición de riesgo, la vulnerabilidad asociada a la percepción del riesgo es importante en cuando al aumento o reducción de la vulnerabilidad y del mismo riesgo, estos factores intervienen durante un desastre en la toma de decisiones por las personas al frente de los grupos de poder.

El riesgo se constituye de la vulnerabilidad de una población determinada frente a un peligro o amenaza igualmente determinados.

Los elementos de análisis para valorar la vulnerabilidad y caracterizar adecuadamente a la población en riesgo, para conocer que la convierte en verdaderamente vulnerable identificando

aquellos que pueden modificarse para participar en mitigar el riesgo, como un elemento importante a resaltar es la vulnerabilidad estructural ya que se presenta como un factor de mayor influencia en la producción de riesgo. La vulnerabilidad socioeconómica se presenta en zonas de pobreza acumulada, malas condiciones de vivienda, condiciones de los servicios básicos (agua potable, drenaje domiciliario y público, alumbrado) malos, incompletos o inexistentes. La vulnerabilidad organizacional o institucional se asocia a la falta de preparación ante contingencias, por parte de autoridades o de manera social, las acciones pueden ser llevadas a cabo por las instancias de gobierno o por organización comunitaria entre los mismos vecinos, está relacionado con la percepción del riesgo, falta de preparación, falta de exigencia hacia las autoridades ya que se mantiene una visión donde los desastres son causados por fenómenos naturales y que no se puede evitar porque son un castigo.

La vulnerabilidad ambiental es importante por el uso y manejo de los recursos naturales en cuanto a políticas, esta además determina características de otras vulnerabilidades.

## **4.2 Los riesgos en el municipio de Temascalcingo**

En el siguiente apartado realizaremos una valoración de la vulnerabilidad en el municipio de Temascalcingo ante riesgos que han sido identificados, por sus características de tipos de suelo, origen y desarrollo, así como los principales sistemas de fallas identificados como los que influyen y tienen control estructural en la región y se presentan de igual modo dentro del Graben. Comenzaremos por mencionar los riesgos presentes en el área que han sido identificados y que representan un peligro para la población.

En el municipio de Temascalcingo ciertamente podemos hablar de riesgo sísmico, existe y se manifiesta en la zona comprendida por esta estructura tectónica, no es único bajo este peligro también los municipios vecinos presentan si no las mismas condiciones de vulnerabilidad el peligro se encuentra presente en la zona, pero para nuestro análisis solo nos concentramos en los rasgos del municipio al inicio mencionado. Como dije el riesgo está presente y se cuenta con el antecedente del 1912, aunque la actividad se manifiesta se forma moderada representa una potencial amenaza ya que se correlaciona con otros aspectos de la vulnerabilidad.

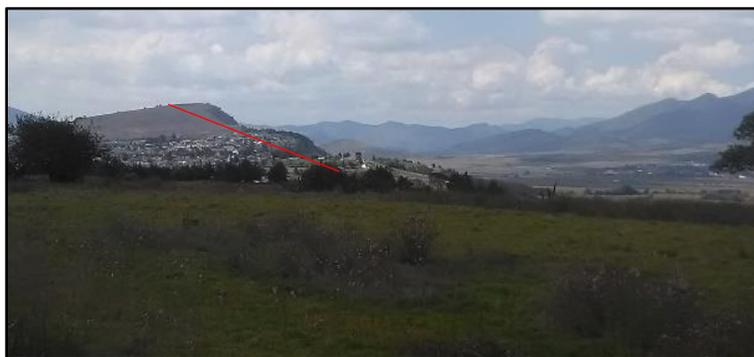


Figura 4.1: En esta fotografía tomada desde la comunidad de Manto del Río se muestra la Falla Pastores, marcada con la línea en rojo, se puede notar que la parte superior de la Falla no presenta vegetación de ningún tipo, a comparación de las imágenes 18 y 19 donde se observa que está cubierta por árboles, durante el recorrido realizado se pudieron observar bloques de roca algunos de ellos de más de 2 m de largo que se desprendieron, así como arboles combados en su base, en parte contradice a la teoría que dice que debería estar desprovista de vegetación al ser una estructura activa e inestable, sin embargo esto no se puede afirmar a simple vista ya que presenta otras características como juegos de falla paralelos a la falla principal que nos dicen que si es una estructura activa.



Figura 4.2: Foto donde se aprecia la falla Tixmadejé, línea roja, al fondo se localiza Acambay; puede verse el escarpe y la magnitud de la falla desde el piso del valle, la longitud no se aprecia completamente pero se pueden observar las dimensiones que presenta, sobre esta falla se registraron rupturas superficiales de .50 a 1m producidas por el sismo de 1912.

Otro riesgo asociado al anterior y que puede desencadenarse por fenómenos hidrometeorológicos como las lluvias extraordinarias o procesos sociales de riesgo ambiental, es decir que por actividades humanas se contribuya a generar daños al medio natural, ganadería intensiva, deforestación, minería, entre otras. La amenaza de ocurrir procesos de remoción en masa también es alta y puede causar daños en infraestructura, consistiendo un elemento de vulnerabilidad estructural, en la siguiente imagen se muestra el acueducto (sobre la línea amarilla) por el cual se abastece de agua potable a la población, sobre esa ladera se presentaron simultáneamente varios desprendimientos y deslizamientos de material durante un evento de lluvia máxima entre los meses de Julio-Agosto del año 2016, aunque ya se han presentado con anterioridad, esta vez ocurrieron varios durante un mismo evento.



Figura 4.3: Esta foto fue tomada desde el sitio conocido como la “Gruta”, se muestra el curso del río Lerma y pueden verse las paredes que integran ambos lados del cañón, se puede ver una línea horizontal amarilla, el cual es el acueducto por el cual pasa el agua que es traída desde la comunidad de Pastores, cuenta con 12 km. La línea negra pertenece a una falla que se encuentra afectando el bloque oriente.

Como consecuencia de los sismos locales existe la susceptibilidad de rompimiento o desplazamiento de los planos de falla y que los procesos pueden ser desatados, como lluvias extraordinarias donde se supera la capacidad de almacenamiento de agua dentro de la estructura, algunos materiales arenosos y de arcillas no plásticas al saturarse se comportan de manera inestable y frágil, sobre la ladera en la que se presentaron simultáneamente 8 o más desprendimientos durante un evento de lluvia máxima, por ahí pasa el ducto de suministro de agua potable, está construido de tabique revestido de cemento a aprox. .90x.60m en forma de U, en caso de un rompimiento de este las obras de reparación tardarían de días a semanas, con la probabilidad, dependiendo de la

longitud del tramo dañado, hasta de un mes. Las comunidades que si se encuentran expuestas a esta amenaza son San Pedro, Pastores, San Mateo, Maro, La Magdalena, El Puente, Corona, San Francisco, que son las que se encuentran más próximas a las laderas de los espejos de falla, en algunos casos y de las laderas en general donde se puedan producir estos procesos.

Se pudieron documentar derrumbes en la parte media del trayecto a la comunidad de Pastores, representa un rasgo de vulnerabilidad estructural de un camino principal, donde además de poder ocasionar un bloqueo pueda afectar personas que transiten por el camino, realicen alguna actividad de pastoreo, obtención recursos maderables, hay que señalar que cerca de la vía hay viviendas y que por lo tanto también están expuestas a tener daños.



Figura 4.4: En la foto se observa parte de un derrumbe de material ubicado en la ladera norte del flanco sur del volcán San Agustín, este sitio se conoce como la Cruz y en particular donde se observa el derrumbe como la “cañada” en este sitio se producen diversos tipos de procesos gravitacionales y de remoción en masa, no es muy frecuentado salvo por las personas que recolectan leña.

Estos desprendimientos de rocas son comunes en la zona, aunque son bien conocidos por los habitantes, no se hace nada y ellos consideran que no representan un riesgo, pues se dan en los

cerros, por parte de las autoridades tampoco se hace gran cosa, pues los daños que producen en los caminos y carreteras se atienden retirando el material, sin realizar otras obras de prevención como pueden ser muros de contención o el reforzamiento de las bases de las laderas en las zonas donde se producen estos desprendimientos, hasta el momento aún no se conoce si han existido afectados por estos procesos, pero existen y son comunes en época de lluvias principalmente, pues el agua influye en la inestabilidad de los materiales para que estos sean susceptibles a desprenderse, pues actúa como lubricante y en algunos casos como un desencadenador asociado a los procesos de remoción en masa, como deslizamiento de laderas, deslaves, flujos de lodo, pues también interviene la gravedad en estos procesos, como son caídas de bloques, desprendimientos y volcaduras.



Figura 4.5: Se muestra un árbol caído producto del derrumbe de material rocoso en la ladera de la imagen anterior unos metros separados uno de otro punto, así como con la siguiente, pero que se encuentran en el área.

En esta zona se recoge madera por habitantes, como medio de subsistencia y como un medio para cocinar, pues aún se siguen usando las estufas de leña para preparar los alimentos.



Figura 4.6: Se muestra otro árbol caído en la misma zona, poco más arriba de la imagen anterior, se observó que la vegetación comenzaba a reaparecer, en forma de arbustos y enredaderas.

Poco más arriba de donde fueron tomadas estas fotografías se puede observar el muro de la falla como se muestra en las siguientes imágenes, existen accesos a pie por la parte posterior del cerro y algunas veredas usadas por animales en esta parte que permiten subir por las laderas, aunque son peligrosos.



Figura 4.7: Este muro se encuentra con visibles fracturas, lo que evidencia las características geológicas de la región, las rocas son totales y presentan fracturas verticales como se señalan con las líneas en rojo, algunas de estas fracturas llegan hasta la base.

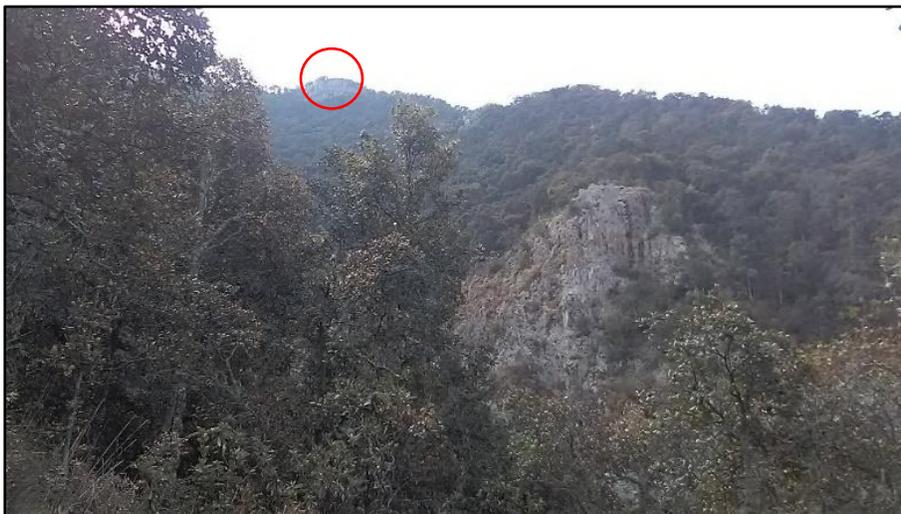


Figura 4.8: se muestra una vista desde arriba de lo que es el semi-graben del Volcán Temascalcingo mencionado en el Capítulo III, desde este punto se ven parte de una de las paredes como la descrita en la imagen anterior.

En cuando a los peligros por derrumbe podemos mencionar uno que ocurrió hace algunos años y hoy se usa como cantera para extraer material, se localiza en el barrio de Corona.



Figura 4.9: En la imagen se muestra la cicatriz de un derrumbe de rocas, se conoce como la Cantera de Corona, por el nombre de la localidad de llamada Corona, las rocas y el material obtenido es destinado para la construcción por los pobladores los cuales se encargan de gestionar su uso y acceso para explotar el banco de material, las dimensiones han cambiado considerablemente, aunque se afirma que así ha estado por muchos años, en 1998 aquí se produjo un derrumbe de material.

En la parte central del municipio existen tres barrancas por las que escurre agua de forma intermitente, se presentan desprendimientos ya que hay inestabilidad y la falta de cementante en los materiales influyen en el proceso, existen algunas casas que se encuentran cerca del borde y se

encuentran ante el peligro de colapsar junto con los bordes, en estos sitios continuamente se pueden observar obstrucciones de material desprendido, árboles que son arrastrados por el material, aunque no queda muy claro su origen de porque se formaron, debido a los materiales encontrados, pertenecen a una o varias avalancha de escombros generadas por el volcán, posiblemente estas se formaron al continuar el descenso de fluido, relleniéndose y abriéndose varias veces, durante el proceso, la siguiente imagen pertenece a la barranca que atraviesa el centro de la comunidad y que es donde se presentan la mayor cantidad de viviendas.



Figura 4.10: Esta foto es de una barranca que se encuentra atravesando casi por el centro la comunidad, el arroyo es conocido como “Gatos”, en esta barranca se puede apreciar el conglomerado de rocas con estratificación cruzada y con un ligero basculamiento del bloque que se observa, el cual está hacia el Sur y sobresale ligeramente con respecto al resto, en este sitio se presentan desprendimientos de roca y muestra signos de actividad tectónica en su base, ya que se presentan cárcavas en la base de los muros, poco más hacia la derecha de la imagen, lleva por encima una calle la cual presenta graves problemas estructurales como grietas y hundimientos, en la línea negra se marca una falla.

La siguiente es de la barranca que corresponde a un sistema de fallas paralelo a la falla San Mateo, ubicada al norte de la comunidad, en la imagen de abajo, se conoce como el barrio de

Puruahua, el cual es atravesado por esta barranca, en la imagen se ve la parte menos profunda, pero hacia la derecha de la imagen la profundidad aumenta considerablemente.

Esta barranca es usada como tiradero de basura y en ella se descargan algunos drenajes domiciliarios, esto causa una mala imagen además de contribuir más en la erosión del suelo, afectando y agravando más la condición del lugar, convirtiéndola en una zona de alto riesgo para los habitantes de la zona, en este sitio se han provocado incendios por algunas personas, para “eliminar” la basura, esta situación también es frecuente y a pesar de las exigencias de un grupo por evitar esto la situación continua.



Figura 4.11: La foto fue tomada en la misma barranca antes señalada, en la parte que se encuentra marcado con una cruz en la Imagen 8, en esta parte la barranca pierde poco a poco su profundidad y es cruzada por una calle que permite el paso, pasado este punto, hacia la izquierda de la imagen vuelve a profundizarse haciéndose más estrecha, es en este punto donde la corriente de agua se pierde y sale más abajo, puede verse un desprendimiento a causa de las construcciones que se encuentran sobre esta, además de que se descargan aguas negras al interior (circulo rojo), así como se arroja basura y desperdicios.

Un poco más arriba de este punto se puede apreciar que se profundiza, aquí el material es arcilloso y aunque el riesgo es menor, aun se localizan casas en los alrededores que presentan una vulnerabilidad alta porque se producen con mayor regularidad y por las características del material.



Figura 4.12: Vista de la barranca señalada en la imagen anterior, esta imagen fue tomada en la parte que se encuentra en el extremo izquierdo, se puede observar que hay bastante vegetación debido a que fueron tomadas entre los meses de julio-agosto cuando se presenta la mayor cantidad de precipitación en la zona.

Esta barranca se aprecia en la siguiente foto vista desde la traza de la falla San Mateo, hay que mencionar que esta falla presento una ruptura superficial en el sismo de 1912, junto con las fallas, Tixmadejé y Acambay.



Figura 4.13: Es foto panorámica, donde se marcaron con rojo las barrancas que se encuentran sub-paralelas a la falla San Mateo en la parte del volcán Temascalcingo, fue tomada sobre el trazo de la falla, estas barrancas pueden formar parte de la falla principal y que se manifestaron en el valle produciendo las barrancas que se encuentran en esa zona, en algunas partes alcanzan hasta los 20 m y presentan procesos activos de intensa degradación del suelo, derrumbes y caídas de rocas, al interior corre de manera intermitente una corriente de agua.

Riesgo volcánico: aunque el volcán San Agustín o volcán Temascalcingo es un volcán inactivo, no existe la certeza de que en su interior exista concentración de material, es una caldera la que actualmente existe en la comunidad de San Pedro, está prohibido nadar en las aguas de la represa, pues tiene una cortina que permite el almacenamiento del agua en el cráter del volcán, en particular este tema lo quiero dejar aquí, puesto que las posibilidades de ocurrencia de un evento como este son prácticamente nulas, pero que no por esto no deba ser considerado el riesgo.

## **4.3 La valoración de la vulnerabilidad**

La valoración de la vulnerabilidad es importante porque como se mencionó permite conocer las características de una población e identificar los elementos que son susceptibles de dañarse ante un evento de desastre, los peligros ya se han identificado. Es importante poder identificar la mayor cantidad de elementos que sean útiles y que permitan realizar un análisis para poder proponer medidas de mitigación y planes de acción ante eventualidades de desastre. También analizaremos los aspectos de la Cuenca del Río Lerma, como elemento que se integra a la lista, pero que debe ser tratado como un tema aparte por las implicaciones políticas y sociales que intervienen en su conformación, puesto que hablar de la cuenca es muy extenso para el caso de estudio y no resultaría tan relevante pues comprende al menos cinco estados, con características particulares en cada uno, sin embargo es necesario mencionarlo y recalcar su importancia regional, ya que en la cuenca alta es donde se encuentran la mayor cantidad de industrias que arrojan sus desechos al río y por consecuencia afectan al resto de ella, que dan como resultado una especie de efecto domino y que se agravan en toda la cuenca.

### **4.3.1 La vulnerabilidad social**

Comenzaremos analizando las características de la población del municipio de Temascalcingo, Edo. de México, el municipio tiene 62,648 habitantes (INEGI, 2015) de los cuales 10,477 personas, hablan una lengua indígena (INEGI, 2010) integrados por las culturas Mazahua y Otomí, estas personas además se encuentran en las comunidades con mayor riesgo sísmico y por procesos de remoción en masa, pues la mayor parte se encuentran habitando las comunidades de Santiago Cochochitlán, Bombaró, Pastores y San Pedro Potla, que se encuentran más próximos a

la Falla Pastores, otras comunidades amenazadas son San Mateo y San Pedro el Alto, estos por la Falla San Mateo.

En el municipio se tienen 14,384 hogares o viviendas con un promedio de 4 habitantes por hogar, el 94.3% de las viviendas cuentan con agua entubada y el 97.1% cuenta con electricidad y el 79.0% de las viviendas cuenta con drenaje (INEGI, 2015). Estos datos obtenidos de la página de INEGI, resultado del último conteo de población y vivienda, en realidad no reflejan las condiciones de todo el municipio, pues las cifras solo aplican para la cabecera municipal, Temascalcingo de José Ma. Velasco, donde se tiene la mayor concentración de habitantes, infraestructura pública urbana y servicios, es aquí donde en los últimos 20 años se ha producido el mayor crecimiento de población y desarrollo urbano.

Sin embargo en las comunidades como Solís, Ixtapa, San Francisco, San Antonio, la Cuadrilla, San José Solís, Pueblo Nuevo, por nombrar algunas, las condiciones no son buenas, aun se cuenta con fosas o el drenaje se descarga a los canales que se han destinado en un inicio al riego, en estas comunidades el rezago educativo es mayor y hay problemas de malnutrición y enfermedades crónico degenerativas, se puede afirmar que en todo el municipio 3 de cada 10 familias tienen un miembro con alguna discapacidad o pertenece a un grupo de mayor vulnerabilidad.

En cuanto al acceso a los servicios de salud el municipio cuenta con 9 clínicas del ISEM, una del ISSSTE, una del ISSEMYM y dos más que requieren de mayor equipamiento, además existe el Hospital “Alfredo Harp Calderoni” que pertenece a la organización un kilo de ayuda, así como dos clínicas privadas en la cabecera municipal y una más en la comunidad de San Juanico, para un total de 17 centros de servicios médicos, según datos de INEGI, (2015) el 6.1% tiene derechohabientes al IMSS, 5.8% al ISSSTE y el 88.8% cuenta con Seguro Popular.

En cuanto a la capacidad de ahorro se tienen pocos datos disponibles, pero es relativamente alto, solo en la cabecera municipal, hay algunas familias que ya sea por política, o negocios del tipo y origen que se omiten en este análisis se mantienen con ingresos altos. Pero en realidad hay una baja capacidad de ingresos y de ahorro entre la mayor parte de la población de la comunidad. Existe una desigualdad económica ampliamente marcada y promovida principalmente por aspectos políticos.

El nivel de escolaridad en el municipio es realmente bajo, solo en 15% de la población cuenta con instrucción media superior, mientras que solo el 9.1% cuenta con estudios superiores, (INEGI, 2015). Hay que mencionar que el rezago educativo y la falta de interés entre los jóvenes por asistir a las escuelas y la deserción al nivel medio es alarmante, los jóvenes de entre 13 y 16 años prefieren trabajar en lugar de ir a la escuela, en algunos casos obligados por la condición social en la que se encuentran de pobreza o marginación, otros porque simplemente no le encuentran el caso asistir a la escuela o concluir estudios de nivel medio superior, aunque los datos no se encuentran disponibles, es visiblemente notable el comportamiento además de las entrevistas realizadas a algunos jóvenes quienes expresan la falta de interés por estudiar.

En las salidas de campo a las comunidades del municipio se pueden observar las condiciones de vivienda en las que se encuentran, además de la falta de servicios públicos básicos, como agua potable y drenaje domiciliario. Esta característica de la población la vuelve más susceptible ante un evento de riesgo, ya que su capacidad de respuesta y recuperación se encuentran fuertemente superadas ante un desastre, por la falta de información, las condiciones de pobreza y marginación y la falta de recursos económicos familiares para afrontar situación de desastre.

### 4.3.2 La vulnerabilidad económica

Hasta mediados de los años 80's el municipio pertenecía a la zona agrícola de producción para exportación del Estado de México, actualmente solo se conserva esta actividad como medio de subsistencia y de modo familiar, pues el abandono del campo a mediados de esa década fue un fenómeno generalizado en el país, además de la finalización del reparto agrario y el cambio en la tenencia de la tierra desde mediados de los años 90's, ahora las actividades económicas están enfocadas al comercio principalmente, en el municipio la mayor parte de la población se dedica a diversas actividades comerciales, una parte relativamente pequeña se dedica al comercio informal, un sector igualmente bajo a la construcción que en su mayoría viaja a la Ciudad de México para trabajar en las obras de construcción que haya se realizan, muy recientemente se ha dado importancia al turismo especialmente durante las festividades religioso-paganas, como semana santa y Jueves de Corpus, las cuales se realizan cada año y tienen gran tradición, además de ser las únicas en su tipo en el país y la celebración del Santo del pueblo, el Señor de la Coronación, realizada el primero de enero, en estas celebraciones gente de comunidades vecinas, así como de otros estados de la república y algunos países extranjeros asisten dejando una importante derrama económica para la población. Tradicionalmente se acompañan por vendedores ambulantes y comercio informal, de gente del mismo municipio quienes aprovechan para ofertar sus productos, como sombreros, cinturones, artesanías, comida tradicional y suvenires de distintos tipos, en su mayoría de grupos mazahuas de las comunidades de Santiago, San Pedro Potla, Santa Ana Yensu y Tepeolulco, quienes también salen a otros estados de la república a comercializar sus productos que consisten de artesanías hechas de barro, como son macetas, cazuelas y jarros tradicionales, bordados y tejidos a mano, que forman parte de los atuendos originarios de los pueblos mazahuas. En la zona norte y oriente se dedican principalmente a la producción agrícola de riego y temporal,

en la parte poniente a la ganadería de pastoreo y a la agricultura de riego sin embargo, existe poca diversificación de servicios y productos, porque en su mayoría son comercios que mantienen un giro comercial únicamente.

Otro rasgo importante es que la población en mayoría tiene un nivel de medio a bajo y la población con un nivel de vida alto no llega al 2% de la población, lo que significa que la mayor parte de la población cuenta con bajos recursos, como se mencionó unos párrafos arriba la capacidad de ahorro es baja y esto también hace que sea vulnerable la población al no contar con los recursos suficientes para tener una calidad de vida digna.

#### 4.3.3 La vulnerabilidad organizacional

En cuanto a la organización social y las instituciones hay un hueco que no ha sido atendido, por una parte no hay una organización social, hay poca confianza en los vecinos, no se cuentan con dirigentes populares, hay una inestabilidad política, pues obedecen a grupos de poder cada uno con sus intereses y prioridades al momento de ocupar cargos en la administración pública municipal, esto se refleja en la falta de confianza de los gobernados para sus gobernantes, por lo que es frágil la gobernabilidad y no hay una confianza en los dirigentes políticos, ya sea porque se han cometido actos de corrupción y desfalco anteriormente por los alcaldes, que han endeudado al municipio. Recientemente algunos de estos alcaldes han hecho uso de grupos delincuenciales para generar inestabilidad social e inseguridad, problema que se agudizó en el último sexenio federal, en esta parte del estado por la cercanía con el estado de Michoacán y que es parte de la ruta de tráfico que llega hasta la Ciudad de México y se origina desde Jalisco.

En cuanto planes y protocolos de emergencia, no existen, no hay instalaciones destinadas como albergues, aunque algunas personas creen que si existen y que el apoyo seria por parte del gobierno federal y el ejército, otro aspecto en este sentido es la falta de elementos de protección civil, no son más de 30, algunos realizan tareas de patrullaje a pie o en las unidades, además de que la capacitación es muy básica como primeros auxilios y apoyo a la población en situaciones como traslados de enfermos, o accidentes viales, incendios y como control canino, pues existen muchos animalitos que viven en la calle, algunos son reportados como peligrosos y son capturados y llevados a la perrera municipal.

En cuanto a las condiciones de gobernabilidad, hay bastantes deficiencias que se reflejan aun en la infraestructura del municipio, aun en la cabecera existen calles de terracería y caminos sin pavimentar, así como drenajes abiertos o incompletos, pues no se hace un uso correcto de los recursos por las autoridades.

#### 4.3.4 La vulnerabilidad estructural

En cuanto a las características de las viviendas, actualmente la mayor parte son de ladrillo y tabique, pocas casas aún conservan sus muros de adobe, en este sentido las casas que son de ladrillo y tabique presentan mayor vulnerabilidad ya que se fracturan con mayor facilidad pues estos materiales son muy rígidos y ante un sismo o esfuerzos de tensión responden de manera frágil, a comparación del adobe, un ladrillo hecho de arcilla y paja, que es poco más flexible, sería prudente revisar si métodos combinados de construcción son más eficientes o no pues se han visto algunas paredes y bardas de adobe recubiertas con cemento igualmente combinar el uso de castillos o bovedillas con materiales tradicionales como adobe, teja o tejamaní, en algunas partes del

municipio se han observado grietas y fracturas en bardas o paredes de casas, seguramente en estas partes pasa alguna falla que pertenece al Sistema Central de Fallas del Volcán San Agustín, estas condiciones pueden representar un riesgo mayor a la población pues algunas construcciones ya superan los 3 pisos de altura, siendo más susceptibles a sufrir daños o incluso de caer.



Figura 4.14: En la foto se puede apreciar a primera vista la grieta que presenta la construcción, por cuestiones personales de los habitantes no se pudo ingresar en la vivienda para comprobar si hay algún daño interno en la estructura, la construcción es de adobe, teja y madera, ya no son comunes y se han reemplazado por construcciones de concreto y tabique. Esta es la evidencia de la vulnerabilidad estructural de algunas viviendas.

#### 4.3.5 Percepción del riesgo

Es importante analizar este aspecto de la población, pues pocas personas a las que tuve la oportunidad de entrevistar, están conscientes de los riesgos y peligros que existen en la comunidad,

estas personas son gente adulta y mayor que vivieron eventos como el de 1985 y que recuerdan de manera puntual, también porque algunos tuvieron la oportunidad de recibir el conocimiento de sus padres y abuelos sobre eventos pasados, como el de 1957, o el sismo ocurrido en el Graben de Acambay de 1912, estos dos últimos eventos han permanecido en la tradición oral de algunos habitantes.

Las generaciones más jóvenes no perciben el riesgo de la misma manera en cómo sus padres y abuelos, al contrario se piensa en muchos casos que el municipio está exento de sufrir algún evento, incluso bromean y hacen alarde de otros eventos que ocurren o han ocurrido en fechas recientes, se tiene la creencia, además de errónea, que por esta parte cruza la famosa Falla de San Andrés, la cual se encuentra en California Estados Unidos, ya que han comprado la idea y las noticias que ven en redes sociales o por la mala información con la que cuentan y a la que tienen acceso ya que no están conscientes del lugar en donde están, ni de las características propias de su país, esto es grave ya que ante un evento de desastre no estarían preparados para afrontar la situación y podrían ser uno de los grupos con mayor vulnerabilidad.

Otras personas consideran que el mayor riesgo al que están expuestos es el volcán San Agustín, llamado también cerro de San Pedro, porque es ahí donde se localiza esta población. Sin embargo, es un porcentaje muy limitado y que solo se encuentra en la comunidad y en las partes cercanas a las laderas. Otro riesgo es el del crimen organizado y la inseguridad por la que atraviesa el municipio, esta situación se ha agravado en los últimos años, siendo frecuentes las noticias locales de personas desaparecidas, así como de cuerpos encontrados en las inmediaciones del río Lerma y la presa de Calderas donde se ha convertido en el lugar favorito para dejar restos humanos.

#### 4.3.6 Vulnerabilidad Global

Aunque ya se han explicado las condiciones de la población es necesario poder hablar sobre las condiciones generales, las cuales reflejan una mala condición en las estructuras sociales e institucionales, la poca o la falta de información veraz a la que tienen acceso y de la que algunos personajes han echado mano para generar más incertidumbre y desinformación entre la gente de la comunidad, solo voy a mencionar que algunos atribuyen estos eventos a un ser superior o incluso a seres de otros planetas.

Desafortunadamente existe un gran vacío en cuanto al conocimiento del origen de estos fenómenos, además de la falta de interés por habitantes y autoridades por mantenerse informados de manera adecuada, hacer planes locales de evacuación, simulacros en las escuelas y zonas de trabajo, uso de recursos para mitigar riesgos y el uso de medios y técnicas de construcción adecuados, hay también un grave problema con los grupos de poder ya que no permiten que entren personas ajenas a ellos y se reservan el derecho para ellos mismos, hay una carencia de medios de transporte locales, en su mayoría son autos de sitio, así como el acceso de una sola compañía de autobuses pues a otras compañías de autotransportes que han intentado integrar al municipio a su red de transporte simplemente se les ha negado o puesto condiciones, como se mencionó un poco más arriba el problema de la inseguridad actualmente es muy grave, pues operan grupos que usan el terror y la violencia para intimidar a los habitantes, además de superar en número y equipo a los elementos de seguridad local, hace un par de años eran frecuentes los enfrentamientos entre estos grupos y policías estatales, situación que ha ido en decremento, además de que se comenta que existió una coacción entre las autoridades locales y los grupos criminales.

#### **4.4 La vulnerabilidad ambiental en la cuenca del Río Lerma**

Es importante hablar sobre la población en Geografía sea física o social, la Geografía debe de dirigirse al beneficio común del conocimiento geográfico, de esta manera es como la Geografía adquiere su dualismo científico y práctico generando conocimiento científico que sea de una manera aplicable con beneficios a la sociedad, lo que significa hablar de un conjunto de factores que intervienen en la definición de la Geografía y su objeto de estudio, la apropiación y construcción del espacio, (Santos, 2000) la transformación inducida por el mismo hombre para su beneficio, es la forma en la que generamos esta construcción social del espacio, misma que ha degradado la naturaleza.

La cuenca del río Lerma como ya se mencionó presenta graves problemas ambientales que algunos ya irreparables y otros en una fase de desgaste por lo que significa e implica la recuperación de la cuenca como los planteamientos institucionales presentan y pretenden lograr con acciones que coordinan tanto población civil, como los tres niveles de gobierno. Por esta manera es importante reconocer y dejar claros los siguientes conceptos.

El reciente uso de agroquímicos además de agravar la contaminación de suelos y agua han dejado enfermedades en plantas, animales y seres humanos, además de los problemas por el agua entre comunidades debido a la escases y suministro desigual (Cedeño-Valdiviezo y Torres-Lima, 2012; González et al. Sin especificar; Peña et al. 2000; Mestre-Rodríguez, 2012) el cambio climático, el cambio de uso de suelo, la pérdida de cobertura vegetal y la erosión del suelo (25 toneladas perdidas al año) son los problemas que se han observado con mayor impacto en el ambiente y en las actividades humanas locales, el abandono del campo es una de las consecuencias que la pérdida de suelo y el cambio de uso de suelo han generado en los campesinos locales, los

cuales prefieren migrar a las ciudades para buscar trabajo en construcción, ya sea temporal o permanentemente en otros oficios.

La desertificación y la tendencia a climas más cálidos, igualmente se han reportado el uso reciente de semillas transgénicas, plaguicidas y pesticidas, para aumentar la producción agrícola, que cada vez es menor, la presencia de productos de Monsanto, así como el uso de PCB combustible usado en transformadores eléctricos, y prohibido en varios países.

De manera que el río y lo que transporta se han convertido en un riesgo para la salud y la vida en la cuenca, pero debido a malos manejos y niveles desgastantes de entidades que pretende un mejoramiento, han hecho caso omiso y hasta incluso tachado como problemas menores. Al mismo tiempo que de igual manera se presentan casos extraordinarios en donde el río se incendia por largos trayectos, debido a combustibles y aceites vertidos en las aguas del río. La mala conservación de los recursos y la falta de mantenimiento de la infraestructura hidráulica son también una falta de responsabilidad social frente al problema, llegando a observarse cadáveres de animales en las aguas de canales de riego.



Figura 4.15: Estas son las condiciones del canal de riego de la ribera derecha del río Lerma, a la altura de la comunidad de Maro, en el círculo rojo se distinguió el cadáver de un perro entre la basura, que además daba un olor característico al lugar, los desperdicios que son en su mayoría botellas pet, recipientes para comida como vasos y platos desechables y bolsas de plástico se acumulan y obstruyen las salidas del agua, esto constituye un riesgo a la salud pública.

Los problemas a los que nos enfrentamos muchas veces son producidos por nuestras mismas acciones, la pérdida de fauna y vegetación es evidente a lo largo del río, sobre su lecho solo crecen pastos y arbustos que se han adaptado a la contaminación, árboles que así han adquirido un tono negruzco a causa de la misma contaminación y que despiden un olor putrefacto, son ejemplares que han logrado mantenerse a pesar de la contaminación, especies de animales, muy pocas, insectos y mosquitos hay muchos, sapos y ranas muy pocas y de la misma manera con tonos negros marrones, hay grupos pequeños de gansos que habitan humedales a orillas del río, culebras y lagartijos, así como roedores del tamaño de una liebre, imagino todos o algunos de estos animales

afectados en mayor o menor medida por la contaminación en las aguas del río, que aunque parece difícil admitir la mayoría en alguna conexión con el río.

De manera similar ha pasado con pobladores de comunidades que viven a orillas del río, que presentan acumulación de metales en la sangre (mercurio y plomo), malformaciones congénitas, así como distintos problemas en la piel, a causa de haber tenido contacto o por tomar agua del río. Realmente la vida en la cuenca y sobre el cauce principal del río Lerma se ha visto seriamente afectadas. Además de otros problemas que se añaden a la lista, en la prensa se pueden encontrar casos de distintos casos presentes por la contaminación.

La importancia sobre los recursos naturales y en particular por el agua son grandes en este país, constantemente se mantiene una disputa por los recursos, entre habitantes y empresas. La cuenca Alta del Río Lerma en el Estado de México, cuenta con una extensión de 5,354 km<sup>2</sup>, 26.2% del territorio Estatal, nace en la laguna de Almoloya del Río y corre 175km a lo largo del Estado hasta salir por el municipio de Temascalcingo hacia el estado de Querétaro. Cruzando los Valles de Toluca e Ixtlahuaca y Atlacomulco integra a 34 municipios del Estado de México, entre los que sobresalen Toluca, Atlacomulco y Lerma. (Cedeño-Valdiviezo y Torres-Lima, 2012). La temperatura promedio de la cuenca es de 21°C y su precipitación promedio es de 800 mm anuales. Tiene una variedad de climas, templado húmedo, templado subhúmedo, templado, húmedo semifrío y frío, el escurrimiento anual superficial es de 1103hm<sup>3</sup> y está habitada por 2.303 millones de habitantes.

Debido a que el Valle de Toluca es una cuenca cerrada con poca pendiente, el Río Lerma es la única salida natural la cual se genera por la presión hidráulica de las aguas del río ya que no tiene mucha pendiente por lo que la diferencia del nivel no es muy significativa hasta la ciudad de Atlacomulco. Es un río estable no presenta variación en su ancho, tiene un bajo grado de

sinuosidad, siendo un canal de igual anchura, profundo en ocasiones, presente algunas curvas umbrales donde se ensancha más y presencia de barras laterales, tiene una poca presencia de meandros, algunos muy claros con amplia evolución, tiene un grado de trenzamiento bajo <5%, presenta desarrollo de barras y algunas islas.

## Conclusiones

Las salidas al campo consistieron en caminatas por senderos usados para recolectar leña por los pobladores, algunas de las zonas de interés se acceso vía carretera en auto por estar más distantes como en Pastores y Manto del Río o hacia Amealco, Tixmadejé y Acambay, no se cuentan con demasiadas fotos pero se pudo observar y comprobar las características geológicas así como los procesos de modelación del relieve que intervienen en distintas épocas del año, en algunos lugares se tomaron puntos para geo referenciar la información trabajada en el SIG y se interpretó toda la información que ayudo en la elaboración de las conclusiones.

Por las características antes mencionadas de volcanismo y los tipos de rocas, concluimos que en el área de estudio existió actividad volcánica de estilos diferentes en épocas distintas, Ferrari (2011) propone el meridiano  $101^{\circ}\text{W}$  como el límite entre distintos espesores en la corteza en el centro de México, al oriente con 50 km y al occidente con 40 km o menos, que además coincide con una faja N-S que marca el límite entre el terreno Guerrero que consiste en una secuencia de arcos volcánicos marino y depósitos sedimentarios del Triásico-Cretácico (251 a 65 Ma) al occidente y los terrenos más antiguos Precámbricos ( $> 542$  Ma) y Paleozoicos (542 y 251 Ma) al oriente, el cual se reactivó en el Cenozoico en el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. Al occidente el volcanismo permaneció activo desde el Cretácico inferior (135 Ma) por su parte al oriente no se presentó actividad volcánica entre el Jurásico y el Mioceno medio ( $\sim 165$  y 15 Ma), el primer episodio del Mioceno temprano se produjo al Este de  $101^{\circ}\text{W}$  con predominio de rocas alcalino sódicas, el segundo episodio máfico originado en el Mioceno tardío no tuvo presencia en la zona de estudio ya que se produjo al Oeste de  $101^{\circ}\text{W}$ , pero el tercer episodio al final del Mioceno distinguido por ser silícico migra al Sur además de tener un desarrollo de calderas e ignimbritas teniendo una fase bimodal durante el Plioceno temprano, por último el cuarto episodio está

marcado por la reinstauración de un arco de gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío presentando magmatismo silíceo, rocas máficas e intermedias, que se presentan ampliamente distribuidas en las cuencas centrales de México.

Por las características mencionadas y la gran variabilidad de materiales la zona es realmente compleja pues se encuentran bloques basculados donde en algunos se pueden distinguir las unidades y los tipos de volcanismo presentes, en otras han sido cubiertos por material reciente y es difícil delimitarlas con claridad.

En cuanto a las provincias tectónicas del centro de México resulta complicado definir las ya que la baja plasticidad de los materiales no permiten la propagación de las ondas esto y la falta de estaciones de monitoreo disponibles, aunque en el municipio de Acambay se cuenta con una estación de monitoreo por el riesgo geológico que presenta la falla Acambay, el hecho de encontrarse en un cruce de sistemas de falla oblicuos como son el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y el Sistema de Fallas Chapala-Tula hacen que sea una zona con un amplio desarrollo de fallas normales principalmente, en el área de estudio se pueden encontrar fallas y fracturas asociadas a ambos sistemas y con diferentes grados de madurez, siendo las más jóvenes las asociadas al sistema Chapala-Tula como la falla Pastores que es relativamente más joven en comparación con otras estructuras del mismo sistema, considerando además que al pie de esta falla se localiza el Río Lerma y el cual aprovecha uno de sus puntos más débiles para cortarla en una dirección casi N-S donde se desarrolló un desnivel con paredes totalmente verticales, para después hacer un giro de casi 90° con dirección al W y seguir su curso paralelo a la falla, lo cual indica que es una falla joven con actividad importante, la cual sería conveniente monitorear y estudiar a profundidad para conocer mejor sus características y funcionamiento, un rasgo importante que puede no haber sido bien comprendido completamente es la serie de domos de riolita ubicados al

W de la falla, estos pertenecen a una serie de rampas de falla que surgieron de la liberación de esfuerzos (teoría de la reactivación de fallas) las cuales también se manifiestan como fallas inversas, es necesario decir que hay fallas ocultas o sepultadas por algún cambio en la dinámica regional ocasionado por un evento geológico de magnitud considerable y esto permitió el hundimiento, no podemos hablar de levantamientos en el área debido a la configuración y dinámica regional del Graben de Acambay, este y otros rasgos pueden observarse en imágenes y mapas del área, en la configuración de la red de drenaje.

Al constituir una zona de transición de provincias tectónico-volcánica hace del área única sobre todo la interacción cinemática de las fallas en ambos sistemas ya que por visitas a campo se observaron procesos de remoción en masa, derrumbes, desprendimientos, deslaves, asentamientos de masa de tierra, movimientos de ladera, formación de cárcavas y barrancos por menciona algunos, esto se infiere a partir de las observaciones realizadas cerca del complejo de domos de riolita que se localizan al Oeste de la comunidad de Temascalcingo en lo que se conoce como la Cuadrilla y la Huerta, estos domos de riolitas, al ser analizados presentan la configuración clara de rampas de falla las cuales se originan en zonas donde existe fallamiento normal inverso o simplemente inverso, debido a que hay una compresión en sentidos opuestos y la respuesta de la estructura es una ruptura de una falla inversa pero que se expresa y se puede interpretar como fallamiento normal quedando un lado del bloque fracturado por encima y con un desnivel en pendiente de no más de 40°, además de los procesos activos mencionados en fechas recientes se han generado desprendimientos rotacionales con circos de erosión claramente identificables sobre las laderas del volcán San Agustín, lo que la convierten en una zona con procesos activos asociados a sismos y procesos de remoción en masa algunos de ellos han sido aprovechados en la industria de la construcción pues existen bancos de material o cantera que mantienen su extracción, en uno

localizado en la zona conocida como la Toma fue hallado el fósil de lo que dicen pareciera ser un reptil entre otras especies pero que se destruyeron por el temor de que fuera cerrada la cantera.

Aunque la ocurrencia de sismos no es frecuente o por lo menos es prácticamente imperceptible no cabe duda que se producen sismos someros en los alrededores y sobre las trazas de falla, como la falla San Mateo y la Falla Pastores, en una salida a campo sobre la traza de la falla San Mateo se pudo percibir un sismo ligero pero con una importancia significativa para el presente estudio, puesto que al ir por el sendero que se supone es la expresión de dicha falla se pudo apreciar la vibración y una ligera sacudida, de momento fue extraño e inusual el haber experimentado el fenómeno ya que las rocas vibraron como al paso de un camión pesado por una avenida o calle, este hecho llamo mi atención y preste más cuidado ya que simultaneo al ruido y vibración se sintió la sacudida, además de este hecho se encontraron zonas que habían sido antes visitadas y que presentaban desprendimientos de rocas y material suelto junto con árboles caídos y con vegetación reciente o sin presencia de tal.

Estas liberaciones de energía al parecer no son muy fuertes ni comunes pero que presentan la latencia de un evento mayor con posibles consecuencias para la población ya que al realizar sondeos entre la población, muy pocos conocen el hecho de que se presenta actividad sísmica, otro punto que casi no se conoce es el evento ocurrido en 1912 en las Fallas de Acambay-Tixmadejé que destruyo el municipio y que por haberse mantenido como un relato oral transmitido de generación en generación o perdió importancia histórica o simplemente se descuidó el seguir transmitiendo el suceso acontecido, en el Municipio de Acambay existe un museo donde se recuerda el evento y en donde se ha tratado de prestar mayor atención por la presencia de afectaciones a estructuras como casas y escuelas, sin embargo no existe un programa municipal en caso de un evento con las características similares a las de un temblor como el que ocurrió en 1912, otro evento

similar pero sin graves consecuencias fue en 1979 en el municipio de Maravatío, donde un convento si tuvo afectaciones estructurales es varios de sus muros.

Recientemente el sismo de 1985 fue recordado por algunos de los habitantes del municipio, no solo por la importancia y la magnitud que pudo percibirse en esta zona, sino porque despertó la memoria histórica de aquellos que tuvieron la oportunidad de haberlo experimentado y que fue comparado por ellos como similar al ocurrido el año pasado en la misma fecha, el cual tomo a muchos por sorpresa no solo por la magnitud, sino porque nuevamente despertó el pánico y angustia en quienes no habían tenido la oportunidad de experimentar un sismo de tales características. Aunque suena un tanto descabellado, solo por el hecho de pensar en la distancia a la que se localizó el epicentro de este evento, considero que la propagación de las ondas se produjo por los sistemas de fallas y fracturas que pudieron liberar parte de la tensión acumulada o bien porque se produjeron sismos locales con una magnitud mayor a la que comúnmente ocurren.

Al realizar los sondeos entre la población en cuanto a la percepción y conocimiento acerca de los sismos y medidas de precaución que se deben de tomar, me di cuenta y llegue a la conclusión de que aún falta dar a conocer esta información entre estudiantes, trabajadores y público en general, pues no se conocen los protocolos de emergencia correctos en escuelas y oficinas, hacen falta realizar simulacros y cuando se realizan los simulacros son solo conmemorativos a especie de homenaje para quienes fueron víctimas mortales, siendo el 19 de Septiembre de 1985 la fecha que más se recuerda por docentes y alumnos en las escuelas como mero protocolo cívico. En este sentido no es porque las instituciones no se encarguen de dar a conocer la información acerca de los protocolos de emergencia, sino porque se conserva la creencia, por desconocimiento o ignorancia de que en esta región no ocurren estos fenómenos, algo que en lo personal es alarmante, porque es un síntoma claro de que la población tiene el desconocimiento real de los peligros a los

que se pueden enfrentar, en este sentido hay otro ejemplo claro en las zonas que se encuentran sujetas a inundaciones que se encuentran a la orilla del río Lerma en el sitio conocido como la cortina, este lugar es históricamente conocido por que se inundaba durante las temporadas de lluvia y un señor que se veía afectado por estas inundaciones construyo por su cuenta un muro de piedra que se llegaría a conocer como “La Cortina” más tarde por la gente de la comunidad, actualmente en este sitio se han impulsado proyectos por parte de las autoridades municipales, como la Universidad de Posgrado de la Ciudad de México, el Hospital Alfredo Harp Celderoni Un Kilo de Ayuda, esta zona aún sigue incluida dentro de las zonas sujetas a inundación en el Atlas de inundaciones del Gobierno del Estado de México.

En este sentido hace falta prestar atención a la información oficial generada por las instituciones y dependencias encargadas de realizar estos estudios porque al parecer las autoridades locales hacen caso omiso por el interés económico que representan los proyectos o porque realmente se encuentran en un estado de ignorancia, así también como se debe de hacer una revisión de la información a la que tienen acceso los jóvenes, en especial a como la interpretan ya que es muy fácil poder tergiversar y comenzar a dar opiniones erradas con la certeza de que son verídicas tales afirmaciones, como las creencias que me encontré acerca de que la Falla de San Andrés afecta a esta región, en lo personal estos argumentos que varias personas me presentaron son totalmente absurdos que carecen de una solidez lógica al encontrarnos a muchos kilómetros de distancia de tal estructura geológica y de las implicaciones o consecuencias que los medios de información electrónica presentan, que en lo personal creo es una mal interpretación de tal información, además del desconocimiento total de las estructuras que realmente se encuentran en la zona, como son las Fallas de Acambay-Tixmadejé y Epitacio Huerta, al Norte y las Fallas Venta de Bravo y Pastores por el Sur, que son las estructuras principales que componen el Graben de Acambay.

Por estas razones creo que es necesario difundir la información correcta y tratar desechar aquella que no es coherente ni acercada a la realidad, así como promover una cultura de la prevención en escuelas, oficinas de gobierno, empresas, manufacturas y hogares, con planes de emergencia y protocolos de seguridad para evitar que las consecuencias sean mayores y causen los verdaderos desastres al momento de que ocurren los eventos sísmicos en las zonas a las que se encuentran sujetas al riesgo geológico por sismo.

En el Capítulo II, en específico donde se habla del Sistema central de fallas del volcán Temascalcingo, se describen las principales características que han sido estudiadas en torno al Volcán San Agustín, Temascalcingo y se menciona la Falla San Mateo, desgraciadamente no se tiene la suficiente información acerca de esta falla, a pesar de que se reconoce por varios autores y está integrada en los mapas estructurales realizados del Graben de Acambay (Figuras 9 y 11a) aparecen marcadas en el centro del Graben, como se mencionó un poco arriba en una salida a campo por la traza de esta falla se pudo experimentar un sismo en su estructura, lo que hace pensar que se encuentra activa, pero como se acaba de decir hace falta más información sobre esta falla, los primeros en reconocer esta estructura son Urbina y Camacho (1913) ya que esta estructura también presentó actividad en el sismo de 1912, Langridge et al. (2000) y Rodríguez-Pascua et al. (2012) también hacen mención de la importancia de esta falla y por último Sunye-Puyol et al. 2015 realizan el estudio paleosísmica de esta estructura por medio del análisis de la estructura realizando un par de trincheras en el campo Lechuguilla sobre el trazo de la falla de este estudio realizaron la estimación de deslizamiento de la falla en  $0.085 \pm 0.025$  mm/año y un deslizamiento vertical de  $0.85 \pm 0.163$  m en un solo evento, aunque pueden parecer insignificantes estos valores resultan importantes comprenderlos y tener en cuenta de que se trata de una estructura sísmicamente activa, al igual que las otras estructuras presentes en el Graben de Acambay.

En general considero que aunque la actividad sísmica no es recurrente y se presenta de forma moderada y concretamente sobre algunas estructuras, principalmente las Fallas, Acambay, San Mateo y Pastores, no significa que no exista el riesgo sísmico ni que esta sea una zona aislada, pues interactúa con otros sistemas alternando su actividad o bien actuando simultáneamente, por estas razones considero que se deben de realizar estudios más detallados en distintas áreas del Graben, así como estudios interdisciplinarios que complementen la información que ya se tiene ampliando los conocimientos generados en distintos temas, también considero que se debe de trabajar en conjunto con las autoridades para identificar las zonas de mayor y menor peligro para la población, pues esta es la que se ve siempre afectada al momento de los desastres.

Sin embargo las condiciones y características que presenta la población podrían agravar las consecuencias en un evento de desastre, pues las estructuras presentan daños, lo que las hace más inestables y susceptibles a caer, al existir la posibilidad de un sismo fuerte, las consecuencias se reflejarían además de las estructuras en la misma población ya que no cuenta con una organización institucional o por parte de los vecinos para poder responder ante un evento de desastre, pues no hay zonas de seguridad identificadas, las escuelas no cumplen con las condiciones adecuadas para funcionar como albergues o puntos de seguridad, a pesar de que algunos habitantes las identifican como las instalaciones a las que tendrían que acudir en caso de un sismo o evento de desastre.

En este sentido también la población no cuenta con la información adecuada en cuanto al mecanismo de origen y propagación de los sismos, que para nuestro estudio es la amenaza con mayor potencial de desastre, ya que algunos no conocen las características de un sismo, además de que se usan algunos términos que han sido mencionados en otros eventos pero que no responde a las condiciones que pudieran presentarse en el Graben de Acambay.

No existen planes de acción comunitarias, de ningún tipo, no existen, pero se considera que la ayuda llegaría principalmente por parte del gobierno federal y el ejército, pues tienen el conocimiento de su respuesta en otros eventos y se da como un hecho que esta sería la institución encargada de realizar las tareas de rescate y evacuación de la población, sin embargo es el medio al que se recurre en última instancia por las características con las que cuenta y por su actuación en otros eventos como acabamos de mencionar.

Un punto sobresaliente, es que de acuerdo con experiencias de algunas personas, su respuesta sería ir al jardín municipal o salir a la calle, en caso del colapso de las estructuras, algunas otras, mencionan que pararse en puestas o colocarse bajo mesas es la mejor forma para protegerse ante un colapso, sin embargo se sabe que estos no son los lugares más seguros durante y después de un sismo, ya que son susceptibles de caer, bloquearse y por consecuencia el lugar donde muchas personas quedarían atrapadas.

Un punto que puede ser crucial en un evento de desastre, es que en el municipio no hay los suficientes elementos ni de seguridad pública ni de protección civil, siendo esta la institución que se vería superada en su capacidad de respuesta, despliegue y maniobras de rescate, en este sentido es muy factible que se produzcan saqueos o actos de rapiña por parte de la población al encontrarse en una situación desesperada, además de que la falta de confianza entre los vecinos de resultaría muy fácilmente que se generaran otros conflictos derivados de estos actos de vandalismo.

No existen rutas de evacuación, además de que las carreteras se encuentran en malas condiciones y no son lo suficientemente adecuadas para permitir la salida o entrada de personas. Esto generaría un colapso en las vías de comunicación y por lo consiguiente representaría otro riesgo para las personas que se encuentran en ellos, pues la vía principal pasa por el cañón porque

el que pasa el río Lerma, esta vía podría ser bloqueada por derrumbes o incluso desaparecer como consecuencia de un sismo fuerte.

Las condiciones sociales de marginación y pobreza también son una agravante en el problema ya que la mayor cantidad de la población tiene bajos recursos y su condición de pobreza se agravaría, perdiendo sus bienes de forma total o parcial, pero son además los que tienen el nivel de escolaridad más bajo ya que se ven obligados a trabajar a edades tempranas para poder obtener los recursos necesarios para vivir, esta condición es realmente alarmante pues los apoyos que reciben no son suficientes y en algunos casos ya no se cuentan con ellos, esto ha generado como resultado que migren a otros estados o incluso hacia los Estados Unidos en busca de oportunidades, la situación es realmente de pobreza en las comunidades mazahuas, pero también esta situación se ve fuertemente en los municipios limítrofes con el estado de Michoacán que además que la inseguridad en estas zonas dificulta la labor de las autoridades

Es importante poder contar con planes y rutas de emergencia, así como poder identificar las zonas de mayor riesgo y las zonas de seguridad para estar preparados ante cualquier emergencia, ya sea como iniciativa de los habitantes o por parte de las autoridades locales, de modo que puedan actuar y tomar decisiones de forma adecuada en el momento en que se presenten los eventos de desastre.

También es importante poder contar con más elementos de seguridad y protección civil, así como asignar las tareas que deben de realizar ante eventos de estas características, ya que actualmente se cuentan con pocos recursos humanos y materiales destinados para estas labores.

La información debe ser revisada o sino por lo menos instruir en las escuelas a los jóvenes y niños sobre las amenazas que existen en su comunidad ya que estos son el mejor medio para que

la información pueda llegar a las familias y se puedan tomar precauciones familiares, tales como tener un directorio de emergencias, una mochila de emergencia o un plan de acción en donde puedan asegurar su bienestar.

También es necesario poder realizar labores de inspección en las zonas donde se puedan presentar eventos, como derrumbes, deslaves y caídas de rocas para que si existe el peligro puedan ser o bien retiradas por personal capacitado o reubicar a la población que se encuentra expuesta ante estos peligros.

El tema no puede darse por concluido en varios aspectos, porque los fenómenos naturales no responden a un patrón establecido, o no se han podido reconocer características que permitan identificarlos antes de que sucedan, tampoco pueden evitarse y mucho menos impedirlos, ya que suceden de forma súbita y repentina que en algunos casos resultan ser inesperados. También porque mientras la población no cuente con la información y no quiera prestar la atención suficiente al problema se encontrará en un estado de peligro constante.

Es necesario poder realizar más estudios de este tipo en diversas zonas del municipio y de los municipios vecinos para poder contar con mecanismos y acciones concretas ante las amenazas presentes, en este sentido sería indispensable poder realizar un estudio únicamente sobre la percepción del riesgo entre las comunidades que se encuentran cerca del Graben de Acambay y poder compararlos para tener una idea más clara de las condiciones en las que se encuentran y de cómo cada uno percibe el peligro dentro de sus comunidades.

También es necesario hacer una evaluación de las organizaciones en la comunidad, en específico del municipio de Temascalcingo para conocer las características que tiene, saber cuáles con sus áreas de oportunidad y las áreas que presentan una mayor vulnerabilidad para poder tomar

medidas que puedan reducir esta condición de vulnerabilidad. Pues las autoridades deberían de hacerse responsables por las condiciones en las que se encuentra la población bajo su mando, de esta manera también se tiene que hacer que la población confíe más en sus gobernantes para que exista una cooperación y puedan realizar acciones conjuntas dirigidas a la mitigación del riesgo o riesgos presentes en la comunidad.







## Referencias bibliográficas

Aguayo, J.E. y Trápaga, R., 2013, Geodinámica de México y minerales del mar: Fondo de Cultura Económica, Secretaria de Educación Pública, Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Colección la ciencia para todos, México, D.F.

Aguayo-Camargo, J.E. y Córdova, S.M., 1987, Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XLVIII, Núm. 2, México, D.F., visto en línea en: <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/index.php/component/content/article/259-sitio/articulos/tercera-epoca/4802/1335-4802-2-aguayo>

Aguilar-Vargas, V. H., Verma, S. P., 1987, Composición química (Elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. Geofísica Internacional, Vol. 26-3, 195-272 p.

Aguirre-Días, G.J., Jaimes-Viera, M.C., Nieto-Obregón, J., 2006. The Valle de Bravo volcanic field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, In: Siebe, C., Macias, J.L. y Aguirre-Díaz, G.J. (Eds.) Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A perspective from México: Geological Society of America, Special paper 402, 139-154 p.

Aguirre-Díaz, G.J., 1993, The Amealco caldera, Querétaro, México: Geology, geochronology, geochemistry and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt [Ph. D. tesis]: Austin, University of Texas, 401 p.

Aguirre-Díaz, G.J., 1995, La Toba Amealco y su correlación con la formación Las Américas a través del Graben de Acambay, estados de México, Michoacán y Querétaro, México:

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 12. No. 1. UNAM, Instituto de Geología, México D.F. 17-21 p.

Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13(1), 10-51 p.

Aguirre-Díaz, G.J., Nelson, S.A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), in International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior General Assembly 1997, Field Trip #1 Guidebook: Puerto Vallarta, México, 54 p.

Aguirre-Díaz, G.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalde, A.M. y McDowell, F.W., 2000, Stratigraphy, K-Ar ages and magnetostratigraphy of the Acambay graben, Central Mexican Volcanic Belt, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. y Stock, J.M., (eds.) Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder Colorado, Geological Society of America, Special paper 334 p. 167-178 p.

Aguirre-Díaz, G.J., Zúñiga-Dávila Madrid, F.R., Pacheco-Alvarado F.J., Guzmán-Speziale M., Nieto-Obregón, J., 2000, El Graben de Querétaro, México; observaciones de fallamiento activo: GEOS, 20, 2-7.

Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana dos fronteras tectónicas del Centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(1), 65-82 p.

Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998, Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-mexican Volcanic Belt: *Geology*, 26, 591-594 p.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vassallo, L.F. y Shunshan Xu, 2002, El sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación posteocénica del Centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, Núm. 1, 12-29 p.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C. y Vassallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 18, Núm. 2, 129-148 p.

Álvarez, Manuel, Jr., 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 24, núm. 2, 5-20 p.

Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*, 2nd Edition, Oliver and Boyd, Edimburgh, 206 p.

Andrade-Servin, A.G., Israde-Alcántara, I., 2009, Variaciones del Pleistoceno en la fase lacustre de la localidad de San Bartolo Lanzados (Atacomulco, México) evaluados mediante estratigrafía de diatomeas, *Universidad Autónoma del Estado de México, Ciencia Ergo Sum*, Vol. 16, núm. 3, noviembre-febrero, 2009, 273-277 p.

Aranda-Gómez, S.J. y McDowell, F.W., 1998, Paleogene extensión in the Southern Basin and Range province of México: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene

volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, V. 40, 116-134 p.

Arche, Alfredo (Editor), 2010, *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Textos Universitarios 46, 1290 p.

Astíz-Delgado. C.M., 1980, *Sismicidad en Acambay, Estado de México, el temblor del 22 de febrero de 1979*: México, D.F., UNAM, Facultad de Ingeniería, Unpublished thesis, 130 p.

Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granado, H., Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México: *Geofísica Internacional*, 31, 467-473 p.

Baksi, A.K., 1993, A geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma. Based on Ar/Ar plateau ages for selected field reversals: *Geophysical Research Letters*, v.20, 1607-1610 p.

Blater, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from Central México reveal the highly oxidized nature of subare upper mantle: *Geology*, 26, 1035-1038 p.

Boehm Brigitte y Margarita Sandoval, 1999, *La sed saciada de la Ciudad de México: la nueva cuenca Lerma-Chapala-Santiago. Un ensayo metodológico de lectura cartográfica*. In: *Relaciones*, Vol. XX, núm. 80. 15-68 p.

Boehm Schoendube, Brigitte (No Especificado). *Agua, Tecnología y Sociedad en la Cuenca Lerma-Chapala. Una historia regional global*. Colegio de Michoacán. 100-130 p.

Boehm, Brigitte, 2003, *Historia de la tecnología hidráulica: cultura y medio ambiente en la cuenca Lerma-Chapala*. In: Oscar González Seguí (coord.) *Estudios Michoacanos*, México: Colegio de Michoacán. 37-76 p.

- Botero-Santa, P.A., Alanís-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S. y Ortega-Obregón, C., 2015, Origen y desarrollo de la Cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 32, Núm. 1, 84-98 p.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2001, *Tectonic Geomorphology: A frontier in Earth science*. Blackwell Science. 274 p.
- Caire Martínez, Georgina, 2005, Conflictos por el agua en la Cuenca Lerma-Chapala, 1996-2002. *El Colegio de Sonora. Región y Sociedad*. Vol. XVII. No. 34. Instituto Nacional de Ecología. 52 p.
- Campa, M.F. y Coney, J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051 p.
- Campa, M.F., 1985, Metalogénesis y tectónica de placas: Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (México), *Información Científica y Tecnológica*, v. 7, núm. 102, 25-29 p.
- Campos-Enríquez, J.O., Kerdan, T., Moran-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E. y Alday-Cruz, R., 1994, Estructura de la litosfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer: *GEOS, Boletín Informativo, Unión Geofísica Mexicana*, (resumen), V. 12, 75-76 p.
- Cano-Cruz, M., 2007, *Evolución del Volcán Hoya de Estrada: Juriquilla, Qro.*, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Maestría, 175 p.
- Capra, L., Macías, J.L. y Garduño, H., 2004, The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, UNAM (publicación virtual). 12 p.

- Capra-Pedol, L., Macías-Vázquez, J.L., 2005, Los volcanes y sus amenazas: Fondo de Cultura Económica, SEP y Conacyt, La ciencia para todos 210, México, D.F. 159 p.
- Carranza-Bonifacio, I.E., 2015, Vulnerabilidad socioeconómica ante un sismo en el municipio de Acambay: Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Geografía, Tesis de Licenciatura 116 p.
- Carrillo-Martínez, M., 1998, Normal faulting in the Pathé geothermal área, Central México: Geofísica Internacional, 37, 103-112 p.
- Cashman, P.H., Ellis, M.A., 1994, Fault interaction may generate multiple slip vector son a single fault surface: Geology, 22, 1123-1126 p.
- Cedeño-Valdiviezo, Alberto y Torres-Lima, Pablo, 2012, Vulnerabilidad en la cuenca Alta del Río Lerma. Universidad Autónoma Metropolitana, Xochimilco, Ciudad de México.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero Terrane of México: it's role in the Southern Cordillera from new geochemical data: Geology, V. 21, 419-422 p.
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2000, The geological evolution of the southern Sierra de Guanajuato; a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: International Geology Review, 42, 131-151 p.
- Choidi, M., Manod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sánchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: Geobios, V. 21, 125-135 p.

- Colín-Rodríguez, A., 2006, Neotectónica de la semifosa Tláhuac-Tulyehualco: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Licenciatura, 75 p.
- Connor, C.B., 1990, Cinder cone clustering in the Trans-Mexican Volcanic Belt: Implications for Structural and Petrologic Models: *Journal of Geophysics Research*, 95 p.
- Consejo Consultivo para el Desarrollo Sustentable Región Centro-Occidente, 2004, Acuerdo de coordinación para la recuperación y sustentabilidad de la cuenca Lerma-Chapala. Subsecretaría de fomento y Normatividad Ambiental. Dirección General del Sector Primario y Recursos Naturales Renovables. Marzo 2004. México.
- Corona-Esquivel, R., Benavides-Muñoz M.E., 2012, Principales efectos causados por el sismo del 20 de Marzo de 2012 en la costa de los Estados de Guerrero y Oaxaca, México: Servicio Sismológico Nacional, Universidad Nacional Autónoma de México, 9 p.
- Corona-Esquivel, Rodolfo, Ortega-Gutiérrez, Fernando, Martínez-Reyes, Juventino y Centeno-García, Elena, 1988, Evidencias de levantamiento tectónico con el sismo del 19 de septiembre de 1985 en la región de Caleta de Campos, Estado de Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, Vol. 7, 106-111 p.
- Cotler A. Helena y Gutiérrez D. Susana, 2005, Inventario y evaluación de presas de la cuenca Lerma-Chapala. Dirección de Manejo Integral de Cuencas Hídricas. Dirección General de Investigación de Ordenamiento Ecológico y Conservación de Ecosistemas: Instituto Nacional de Ecología. 1-16 p.

- Dávalos-Álvarez, O.G., 2006, Evolución Tectónica Cenozoica en la porción Norte de la Falla de Oaxaca: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Maestría, 132 p.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A. y Gómez-González, J.M., 2005, Las fases de deformación Cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro y su relación con la sismicidad local: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.22 núm. 2, 129-147 p.
- De Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios, M., Triay, I., Mitre, M., Mota, R., 1987, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones Neo-tectónicas Regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Instituto de Geología, UNAM, Instituto de Geología, Boletín 104, 32-46 p.
- De Cserna, Zoltan, 1982, Hoja Tejupilco 14Q-g (9), con resumen de la geología de la hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Carta Geológica de México, Serie 1:100 000, mapa con texto. México, D.F. 28 p.
- Demant, A. 1979, Vulcanología y Petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: Revista del Instituto de Geología, Vol. 3, núm. 1, 39-57 p.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Revista del Instituto de Geología, UNAM, México, D.F. 89-112 p.
- Demant, A., 1982, Interpretación Geodinámica del Volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: Revista del Instituto de Geología, Vol. 5, núm. 2, 217-222 p.

- Echegoyén-Sánchez, J., Romero-Martínez, S., Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato: México: Consejo de Recursos Naturales No-renovables, Boletín 75, 36 p.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some Early Tertiary red conglomerates of Central México: U.S. Geological Survey Professional paper 264-H, 183 p.
- Ego, F. y Ansan, V., 2002, Why is the central Trans-mexican Volcanic Belt (102-99° W) in transtensive deformation?: Tectonophysics 359(1): 189-208 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 1-26 p.
- Escalona, H.J.L., López del C., R. y Martínez, M., 2005, Evaluación de riesgo volcánico en la región del Volcán Jocotitlán, Estado de México. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Geografía de la UAEM, Toluca, México. 152 p.
- Escobar-Bogar, 2006, La cuenca Lerma-Chapala. El agua de la discordia: Gestión y Política Pública, Volumen XV. No. 2. II Semestre de 2006, 369-392 p.
- Espinoza-Rodríguez, Luis Miguel, Hernández-Santana, José Ramón, Méndez-Linares, Ana Patricia, 2016, Evidencia geodésica de movimientos verticales recientes en la zona sismogeneradora de Acambay, México: Minería y Geología, Vol. 32. Núm. 4 octubre-diciembre, 2016, 91-109 p.
- Ferrari, L. Orozco-Esquivel, Ma. T., Manea, V., Manea, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico Subduction zone. Tectonophysics, 522-523, 122-149 p.

- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII (1), 84-92 p.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-306 p.
- Ferrari, Luca., 2011, Tectónica y volcanismo en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano: Centro de Geociencias del Instituto de Geología de la UNAM. México.
- Fisher, R.V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin*, V. 72. 1409-1414 p.
- Flores, J.H., 1998, Estructura Cortical en el Centro de México, derivada del análisis de anomalías gravimétricas regionales. Tesis de Doctorado en exploración Geofísica. Instituto de Geofísica, UNAM. México, D.F., 152 p.
- Flores-Moro, V.G., 2006, Geometría estructural y cinemática de la Fosa de Barrientos, Zona Centro-Poniente de la Cuenca de México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Licenciatura, 75 p.
- Forbes México. 26 de julio de 2017. Los 8 sismos más devastadores de México, visto en: <https://www.forbes.com.mx/los-8-sismos-mas-catastroficos-en-la-historia-de-mexico/>
- Fries, C.J., Ross, C., Obregón, A., 1977, Mezcla de vidrios en los derrames cineríticos Las Américas de la región de El Oro-Tlalpujahua, Estados de México y Michoacán, parte centro-meridional de México: Boletín no. 70, Instituto de Geología de la UNAM. México, D.F., 85 p.

- García Enriqueta, 2004, Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Quinta Edición, México D.F., 98 p.
- García-Palomo, A. y Macías, J.L., 2002, Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding áreas, Central México: Geological Society of America. Map and chart Series MCH89, 1-26 p.
- García-Palomo, A., 2002, Vulcanismo y geología estructural de la región de Apan Estado de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral, 181 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of Nevado de Toluca Volcano Region, Central México: Tectonophysics, 318, 218-302 p.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R. y Macías, J.L., 2008; El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central: Revista mexicana de Geociencias, V.25, núm. 1 158-178 p.
- Garduño, V.H., Arreygue, E., Israde, I. y Rodríguez, G.M., 2001, Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 18(1), 37-54 p.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madriral, V.M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Median-Vega, V. H., García-Estrada, G., Carrazca, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay

- fault, system central, México: Geofísica Internacional. Vol. 48, No. 3. México Julio-Septiembre 2009. 319-335 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, Ma. T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del Centenario. Temas selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, Núm. 3, 227-283 p.
- Greenpeace México A.C., 2014, Ríos tóxicos: Lerma y Atoyac, La historia de negligencia continua, [Folleto] Guevara, S., Arellano, O., Fricke, J. y Simón, A. [www.greenpeace.org.mx](http://www.greenpeace.org.mx)
- Guadarrama, S.G., 2001, Elaboración e interpretación de la Carta Geomorfológica, escala 1:50 000 de la hoja Tenango del Valle. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Geografía de la UAM, Toluca, México. 122 p.
- Hamilton, W.B., 1995, Subduction systems and magnetism: in Smeille J.L (Ed.), Volcanism associated with extensión at consuming plate margins: London, U.K., Geological Society Special Publication, 81, 3-28 p.
- Hayob, J.L., Essene, E.J., Ruiz, J., Ortega-Gutiérrez, F., Aranda-Gómez, J.J., 1989, Young high-temperature granulites from the base of the crust in Central México: Nature, 342, 265-268 p.
- Henry, C.D. and Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extensión in México: Geology, 20, 701-704 p.
- Hernández-Avelino, I., 2008, Caracterización geológica y petrológica de la estructura circular Mezquital (Estado de Hidalgo) y su posible riesgo Geológico: México D.F., Instituto

Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Maestría, 177 p.

INEGI. 2018. Origen Histórico del Territorio Mexicano, Visto en línea en: [http://www.inegi.org.mx/inegi/spc/doc/INTERNET/1-GEOGRAFIADEMEXICO/MANUAL\\_ORI\\_HIST\\_TERR\\_MEX\\_VS\\_ENERO\\_29\\_2008.pdf](http://www.inegi.org.mx/inegi/spc/doc/INTERNET/1-GEOGRAFIADEMEXICO/MANUAL_ORI_HIST_TERR_MEX_VS_ENERO_29_2008.pdf) Última vista 20 de junio de 2017.

INEGI. 2018, México en cifras, Indicadores: Visto en línea en: <http://www.beta.inegi.org.mx/app/areasgeograficas/?ag=15> Última vista 27 de mayo de 2018.

Instituto de Geología, 2017, Instituto de Geología, UNAM. Evolución Geológica en México [Online] Disponible en: <<http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/cevallos-ferriz-s/352-evolucion-geologica-de-mexico>> [20 de Octubre de 2016].

Instituto Nacional de Ecología, Universidad Nacional Autónoma de México, 2006, Geología, Atlas de la Cuenca Lerma-Chapala, construyendo una visión conjunta, Garrido, P., México, D.F., 10 pp. In: Helena Cotler A., Mariza Mazari H. y José de Anda, S. (Editores), 198 p.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001, Síntesis de información geográfica del Estado de México, Cap. 6, Hidrología, 62-70 p.

Ishizawa, O., Lermo, J. y Aguirre J. (No especificado). Estimación de la peligrosidad sísmica de la posible ruptura del sistema de Fallas Acambay-Tixmadejé y Venta de Bravo-Pastores del graben de Acambay, Estado de México, México. (Resumen) Riesgos y Peligros, 308 p.

- Israde-Alcántara, I. and V.H. Garduño-Monroy, 1999, Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting. The evolution of the late Neogene Cuitzeo basin system (Central western Michoacán, México): *Palaecogeography, Palaeoclimatology, Palaecology* 15, 1-3. 209-227 p.
- Israde-Alcántara, I., 1995, Bacini lacustri del settore centrale dell' Arco Vulcanico Messicano: Stratigrafia ed evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee. PhD Thesis, Università degli Studi di Milano, Italia, 254 p.
- Israde-Alcántara, I., V.H. Garduño and M. Ferrari, 1992, El origen transtensivo de la depresión del lago de Cuitzeo, México: *Actas de las Sesiones Científicas, Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España.* 4, 127-131 p.
- Johnson, C.A. and Harrison, C.G.A., 1989, Tectonics and volcanism in Central México: A Landsat thematic Mapper Perspective: *Remote sens. Environ*, 28. 273-286 p.
- Johnson, C.A., y Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Lagos-Ortiz, S.I., 2014, La instrumentación sísmica en México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 95 p.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Villamor, P. y Lancan, P., 2013, Preliminary paleoseismic results from the Pastores Fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 30, núm. 3, 2013, 463-481 p.

- Langridge, R.M., Weldon II, R.J., Moya, J.C., Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research, Vol. 105, No. B2, 3019-3037 p.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987, Hoja Calpulalpan 14Q-h(3) con resumen de la geología de la Hoja Calpulalpan, estados de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100 000. 1 mapa con texto.
- López-Hernández, A., 1996, Modelo geológico de un sistema hidrotermal no volcánico; San Bartolomé de los Baños, Guanajuato, México: Geotermia 12, 19-32 p.
- Lugo-Hubp, J., 1988, Elementos de Geomorfología Aplicada (métodos cartográficos), Instituto de Geografía, UNAM. México, D.F., 112 p.
- Lugo-Hubp, J., 1990, El relieve de la República Mexicana: Revista del Instituto de Geología de la UNAM, México, D.F., Vol. 9, Núm. 1, 82-111 p.
- Lugo-Hubp, J., 2004, El relieve de la tierra y otras sorpresas: Fondo de Cultura Económica, SEP y Conacyt, La ciencia para todos 201, México, D.F. 153 p.
- Lugo-Hubp, J., 2011, Diccionario geomorfológico, Geografía para el siglo XXI Serie: Textos Universitarios 7: Instituto de Geografía, UNAM, México, D.F. 480 p.
- Lugo-Hubp, J., Ortiz-Pérez, M.A., Palacio-Prieto, J.L., y Bocco-Verdinelli, G., 1985, Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (Entre Michoacán y Tlaxcala) Geofísica Internacional, Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano, Parte 1 (Ed. S. P. Verma), Vol. 24-1, 83-96 p.

- Madrigal-Uribe, D., Franco-Plata, R., Espinoza-Rodríguez, L.M., González-Trápaga, M.A. y Reyes-Enríquez, A., 2010, Caracterización de las regiones Tectónicas del Estado de México a través de la aplicación de geotecnologías: Revista Geográfica de América Central, Número Especial, 15-36 p.
- Madrigal-Uribe, D., Reyes-Enríquez, A., Franco-Plata, R., Espinoza-Rodríguez, L., González-Trápaga, M.A., y Rendón-Medina, A., 2010a, Aplicación de Geotecnologías mixtas para la caracterización Morfotectónica a detalle en la zona Poniente del Estado de México, Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Geografía, 19 p.
- Magaña, M.P., 2003, Geología de la Sierra de Santa Catarina: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 71 p.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., and Verma, S. P., 1999, Alkalic (ocean island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: *Geology*, v. 27, no. 1, p. 51-54.
- Márquez, B. y De Mets, C., 2009, Deformation of México from continuous GPS from 1993 to 2008: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10(2).
- Martín-Córdova, S. y Aguayo, C.J., 1989, Evolución geológica de la Cuenca de México e importancia de sus rasgos estructurales, In: Gío-Argáez, R., Hernández-Ruíz, I., Sáinz-Hernández, E. (eds.), *Ecología Urbana: México, D.F., Sociedad Mexicana de Historia Natural*, 65-75 p.
- Martínez, G., 2003, Carta Geomorfológica E14A18. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Geografía de la UAEM, Toluca, México. 89 p.

- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 9, 35-50 p.
- Mendiola, F., 1999, Evaluación del peligro sísmico en el Estado de México. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Geografía de la UAEM, Toluca, México. 96 p.
- Mercer, L.M., Kowallis, B.J., Carranza-Castañeda, O., Miller, W.E. y Rojas, M.L., 2002, Geology of the southeastern Acambay graben, Central Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 34, no. 6 282 p.
- Mercer, Lonnie T., 2005, Geology of the Tierras Blancas Area in the Southeastern Acambay graben, Central México: All Theses and Dissertations. Paper 303.
- Michaud, F., Gasse, F., Bourgois, J. and Quintero, O., 2000, Tectonic controls on lake distribution in the Jalisco block area (western Mexico) from Pliocene to present, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M., (eds.) Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334, p. 99-110.
- Miranda, M., 2006, Caracterización Geomorfológica de la Carta E14A28, Villa del Carbón, Estado de México. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Geografía de la UAEM, Toluca, México. 185 p.
- Monroy-Gaytán, J.F., Pérez, J.I. y García-Ruiz, D., 2008, Los espacios de poder. Desarrollo local y poder local en los procesos de localización industrial y desarrollo socioeconómico: el caso de Atlacomulco, Estado de México, 1980-2002: Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, Núm., 67, 130-147 p.

- Moore, G. M., Carmichael, I. S. E., Marone, C., and Renne, P. R., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 383-394.
- Mooser, F., 1992, Nuevo mapa geológico del sur-poniente del Valle de México. Experiencias Geotérmicas en la zona poniente del Valle de México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 1-16 p.
- Mooser, F., Montiel, A. y Zúñiga, A., 1996, Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: Comisión Federal de Electricidad. México, D.F. 212 p.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática Cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, No. 3, 319-341 p.
- Mori, Laura, 2007, Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la Faja Volcánica Trans-mexicana y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano, Juriquilla, Qro. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de doctorado, 136 p.
- Morrow, C., Radney, B., Byerlee, J.D., 1992, Frictional strength and the effective pressure law of montmorillonite and illite clays, In Evans, B., Wong, T. (Eds.) Fault mechanics and transport properties of rocks: San Diego, Ca., Academic Press, 69-88 p.
- Niemeyer-Rubilar, Hans, 1999, Apuntes de Geología Estructural, Primera parte: Estructuras frágiles, Ed. Antofagasta, 142 p.

- Nieto-Samaniego, A.F. y Alaniz-Álvarez, S.A., 1995, Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns: *Journal of Structural Geology*, V.17, 1571-1578 p.
- Nieto-Samaniego, A.F. y Alaniz-Álvarez, S.A., 1997. Origin and tectonic interpretation of multiple faults patterns: *Tectonophysics*, V.270, 197-206 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9, 146-155 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1999, Stress, strain and fault patterns: *Journal of Structural Geology*, v.21, 1065-1070 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí i Cano, A., 2005, La mesa central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica Cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, Núm. 3, 285-318 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999, Carta Geológica-Minera San Miguel de Allende, escala 1:50,000, Consejo de Recursos Minerales.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999a, Carta Geológica-Minera Celaya, escala 1:50,000, Consejo de Recursos Minerales.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 13-25 p.

- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, I., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G. y Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extensión and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, México: Geological Society of America Bulletin, V.111, 347-363 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13, 117-122 p.
- Nixon, G. T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere: Geological Society of America Bulletin 93(6): 514-523 p.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., and Harakal, J. E., 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, v. 26-1, p. 109-158.
- Norato-Cortez, T. A., 1998, Estudio estratigráfico-volcanológico-estructural de los volcanes San Pedro y Altamirano (estados de México y Michoacán) y su relación con la evolución tectónica del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano [Masters thesis]: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, 73 p.
- Norini, G., Capra, L., Borselli, F.R., Zuñiga, F., Solari, L. y Sarocchi, D., 2010, Large scale landslides triggered by Quaternary tectonics in the Acambay graben, Mexico: Earth Surf. Process. Landforms 35(12): 1445-1455 p.
- Ojeda-García, A.C., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2000, Estudio estructural del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, en la región de Querétaro: México,

- Hermosillo, Son., Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Colección Científica, 1, 25-38.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, México, by crystal melting related to extensión: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 37-56 p.
- Ortiz-Pérez, M.A. y Bocco-Verdinelli, Gerardo, 1989, Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México: Geofísica Internacional, México, D.F., Vol. 28(3), 507-530 p.
- Ortiz-Pérez, M.A., 1990, Perfiles Geomorfológicos Complejos. Serie varia T.I., No. 12, Instituto de Geografía, UNAM. México, D.F.
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreon-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M., 2014, Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The Pastores and Venta de Bravo faults (Transmexican Volcanic Belt): Geological Society of America, Vol. 11, No. 1 160-184 p.
- Pardo, M. y Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western México: Geophysical research letters 20(21): 2391-2394 p.
- Pardo, M., Suarez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos Plates in southern Mexico; seismic and tectonic implications: Journal of Geophysical Research, 100, 12,357-12,373.
- Pasquare, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A. and Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán: Boulder Colorado, Geological Society of America Map and Chart series, MCH072, 1 map and text, 22 p.

- Pasquare, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 26, 159-176.
- Patiño-Gómez, C., López-Carbajal, L.A., Varela-Hernández, S., Giles-López, R., 2009, Estrategia General para el rescate ambiental y sustentabilidad de la cuenca Lerma-Chapala: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. 263 p.
- PEMEX, Exploración y Producción, Subdirección Técnica de Exploración, 2010, Provincias Geológicas de México: México, D.F., PEMEX, Subdirección Técnica de Exploración, 18 p.
- Peña, M. Vicente, Orozco H., Ma. Estela y Franco P. Roberto, 2000, Atlas Industrial de la Cuenca Alta del Río Lerma, México: Facultad de Geografía, UAEM. Gobierno del Edo. México: Comisión coordinadora para la recuperación Ecológica de la Cuenca del Río Lerma, 1-18 p.
- Peña-García, A., 2007, Una perspectiva social de la problemática del agua: Investigaciones Geográficas, *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, Núm. 62, 125-137 p.
- Pérez-Cruz, G.A., 1988, Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México, México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 83 p.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J.G., 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 13 (2), 174-183 p.

- Pineda-Tovar, J. J., 2014, Procesos gravitacionales en el municipio de Lerma, Estado de México, Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Geografía, Tesis de Licenciatura, 98 p.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D., Rubin, A.M., 1993, Stress inversion methods; are they based on faulty assumptions?: *Journal of Structural Geology*, V.15, 1045-1054 p.
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G. y Lomas, E., 1992, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, México: *Geophysical Research Letters* 19(8): 773-776 p.
- Quintero-Legorreta, O., 2002, Análisis estructural de fallas potencialmente activas: Instituto de Geología, UNAM, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LV, Núm. 1. 1-11 p.
- Quintero-Legorreta, O., Mota-Palomino, R., and Suter, M., 1988, Esfuerzos y deformación contemporáneos en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana; Geometría, distribución y sismicidad de las fallas activas: *Geos. Núm. Extraordinario, Época II, Resúmenes de la UGM.*
- Ramírez-Herrera, M.T., 1994, Tectonic geomorphology of the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. PhD. Tesis, University of Edinburgh U.K.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1997, Geomorphic indices in the assessment of active tectonism in the Acambay graben: *Earth Surface Processes and Landforms*, 1-15 p.
- Reches, Z., 1978, Analysis of faulting in three-dimensional strain fields: *Tectonophysics*, 47, 109-129 p.

- Reches, Z., 1983, Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II: Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95, 133-156 p.
- Reyes-Zaragoza, M.A., 2001, Estudio Geológico-Estructural de los Sistemas de Fallas de Querétaro, Qro., México, Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis de licenciatura, 89 p.
- Rodríguez-Langone, Antonio, 1999, Problemas de la cuenca Lerma-Chapala-Santiago: Documento Relaciones. Vol. XX. No. 80. 39 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Perucha-Atienza, M.A., Israde-Alcántara, I., 2012, The Acambay earthquake of 1912, revisited 100 years after: In Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Suárez, G., Reicherter, K. (eds.) *Paleoseismology and archaeoseismology meeting: Morelia, México, 3er INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Proceedings*, 157-160 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Garduño-Monroy, V.H., Perucha, M.A., Israde-Alcántara, I., 2017, Estimation of the epicentral área of the 1912 Acambay earthquake (M 6.9, México) determined from the earthquake archaeological effects (EAE) and the ES107 macroseismic scale: *Quaternary International*, Vol. 451, 74-86 p.
- Rodríguez-Van Gort, Mary Frances (coordinadora), 2017, Factores de Vulnerabilidad en la construcción del riesgo. Ed. Itaca. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 247 pp.
- Roldan-Quintana, J., Aguirre-Díaz, G.J. y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2011, Depósito de avalancha de escombros del Volcán Temascalcingo en el Graben de Acambay, Estado de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 28 Núm. 1, 118-131 p.

- Romero Lankao, Patricia, 2000, Agua en el Alto Lerma. Experiencias y Lecciones de uso y Gestión. In: Boehm Schoendube Brigitte, Juan Manuel Durán-Juárez y Martín Sánchez-Rodríguez (coord.) Los estudios del agua en la cuenca Lerma-Chapala-Santiago. México: El Colegio de Michoacán-Universidad de Guadalajara. 71-87 p.
- Romero-Quiroz, J., 1993, Atlas Ecológico de la Cuenca Hidrográfica del Río Lerma Tomo II Síntesis Histórica: Gobierno del Estado de México, Comisión Coordinadora para la Recuperación Ecológica de la Cuenca del Río Lerma, México, D.F. 309 p.
- Rosas-Elguera, J., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, Tectonic control of the volcanosedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico: *International Geology Review*, v. 40, p. 350-362.
- Sánchez-Rubio, G., 1984, Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco región, central México [Masters thesis]: London, Imperial College of Science and Tchnology, University of London, 275 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 1997, Carta Geológico-Minera Pachuca F14-11, (Estados de Hidalgo, Querétaro, México, Veracruz y Puebla), Secretaria de Economía, Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo. México.
- Servicio Geológico Mexicano, 2000, Carta Geológico-Minera El Oro de Hidalgo E14-A16 (Estados de México y Michoacán), Secretaria de Economía, Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo, México.
- Servicio Geológico Mexicano. (21-03-2014 – 10:00). Evolución de la Tectónica en México, Tectónica. Servicio Geológico Mexicano. Secretaria de Economía. [Online] Disponible en:

<<http://portalweb.sgm.gob.mx/museo/riesgos/tectonica/evolucion-tectonica-mexico>> [4 de agosto de 2016].

Servicio Sismológico Nacional, Reporte Especial del Sismo del día 19 de Septiembre de 2017, Puebla-Morelos, (M 7.1); Grupo de trabajo del Servicio Sismológico Nacional, Universidad Nacional Autónoma de México, Geofísica, reporte generado el día 25 de Septiembre de 2017 y visto en línea <http://www.sismologico.unam.mx>

Servicio Sismológico Nacional, Sismos Históricos, Sismo de 1912 en Acambay, Estado de México (M~6.9): Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México.

Silva, A. y Medina, L., 2003, Estudio Geomorfológico de la Carta Atlacomulco, México, escala 1:50 000. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Geografía de la UAEM, Toluca, México. 94 p.

Singh, S.K., A. Iglesias, M. Ordaz, X. Pérez-Campos y L. Quintanar, 2011, Estimation of ground motion in Mexico City from a repeat of the M~7.0 Acambay Earthquake of 1912: Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 5, 2015-2028 p.

Singh, Shri Krishna., Iglesias, Arturo., Garduño, Víctor Hugo., Quintanar Luis., Ordaz Mario, 2011, A source study of the October, 2007 earthquake sequence of Morelia, Mexico and ground-motion estimation from larger earthquakes in the región: Geofísica internacional. Vol. 1, No. 51: 73-86 p.

Suñé-Puchol, I., 2014, Estudio Neotectónico del Volcán Temascalcingo y de la actividad Paleosísmica de la falla San Mateo (Graben de Acambay, Cinturón Volcánico Mexicano). Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. Posgrado de Ciencias de la Tierra. Centro de Geociencias, 105 p.

- Suñé-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, m., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F.R., Langridge, R.M., Aguirre-Díaz, G.J., Lawton, T.F., 2015, La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el Graben de Acambay, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 32, núm. 3, 361-376 p.
- Suter, M., Aguirre, G.J., Siebe, C., Quintero, O. and Komorowski, J.C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the Transmexican Volcanic Belt, in Walawender, M.J. and Hanan, B.B., (eds.) *Geological excursions in southern California and Mexico*: San Diego, California, San Diego State University Department of Geological Sciences, 224-243 p.
- Suter, M., Carrillo, M., López, M. y Farrar, E. 1995a, The Aljibes half-graben, Active extensión at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range province, México: *Geological Society of America Bulletin* 107(6), 627-641 p.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M. y Quintero-Legorreta, O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México: *Bulletin of the Seismological Society of America* Vol. 86, 1952-1963 p.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 693-703 p.
- Suter, M., O. Quintero and C.A. Johnson, 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993 p.

- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995, The Acambay Graben: Active intra-arc extensión in the Trans-Mexican Volcanic Belt, México: *Tectonics*, 14, 1245-1262 p.
- Tarbutk, E.J. y Ludgens, K.F., 2008, *Ciencias de la Tierra, una introducción a la geología física*. Ed. Pearson-Prentice Hall, Madrid.
- Tricart, Jean, 1985, *Pro-Lagos. Los lagos del Eje Neovolcánico Mexicano*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 66 p.
- Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998, Analysis of fault slip inversions; do they constrain stress or strain rate?: *Journal of Geophysical Research*, V. 103, (12), 205-222 p.
- Universidad Nacional Autónoma de México y el Consejo de Recursos Minerales, 2007, *Mapa Geológico de México escala 1:4 000,000*. (Luna-González, L., Ferrari-Pedraglio, L., Morán-Zenteno, D. y González-Torres, E.A.), Instituto de Geología, UNAM, Coremi, México D.F.
- Universidad Nacional Autónoma de México y el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 1994, *Carta Tectónica escala 1:2 000,000*. Facultad de Ingeniería UNAM, INEGI, México, D.F.
- Urbina, F. y Camacho, H., 1913, La zona megasísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912: *Boletín del Instituto Geológico de México* 32, 175 p.
- Urquiza, M., 1872, Informe del ingeniero encargado de reconocer la sierra de Ucareo para averiguar las posibilidades de una erupción volcánica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Época 2, 4. 586-588 p.

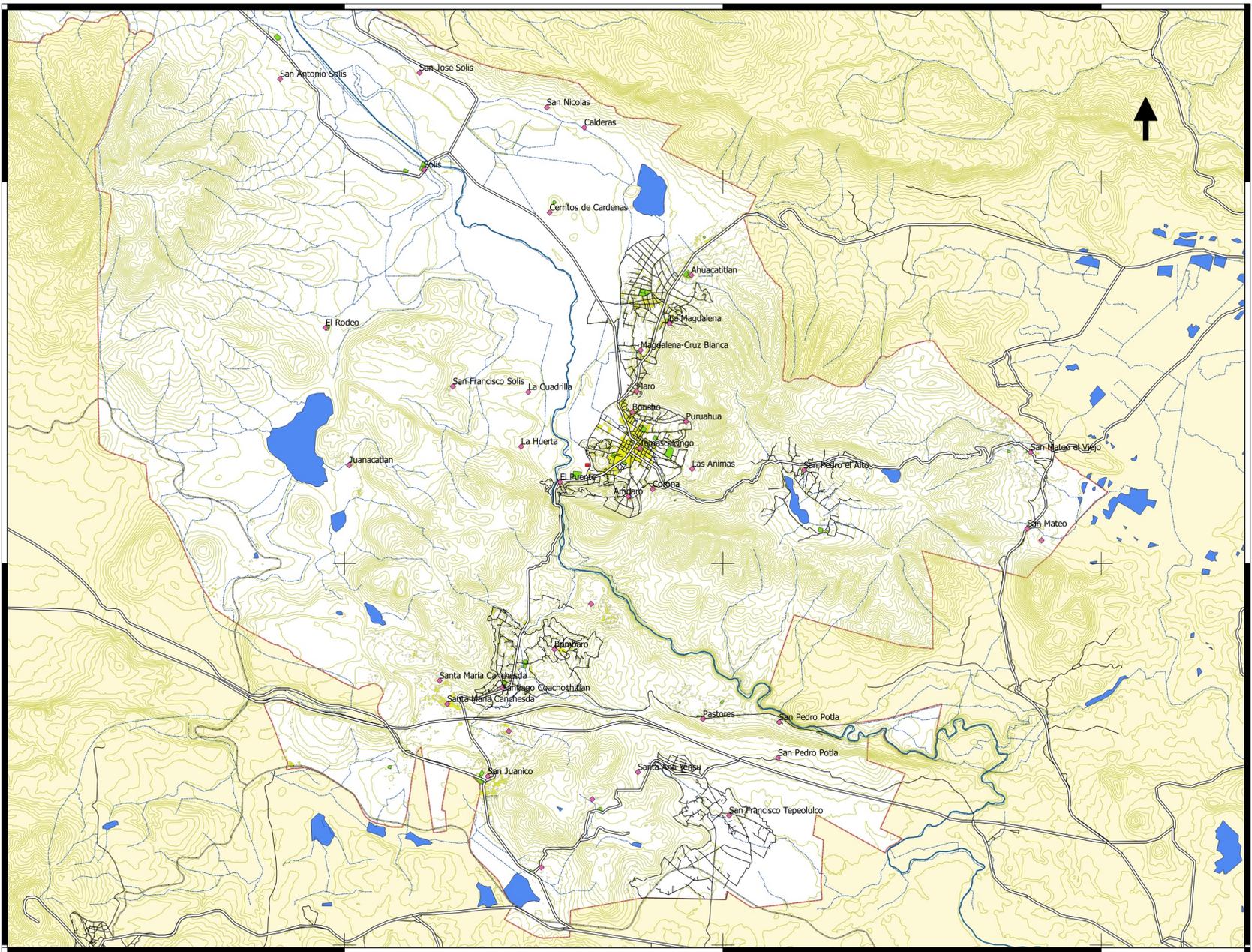
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Flores-Ruíz, J.H., 1996, Bouguer gravity anomalies and Regional crystal Structure in Central México: *International Geology Review*, V.38, 176-194 p.
- Valdez-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 1998, El volcán La Joya, Estados de Querétaro y Guanajuato un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 15(2), 181-197 p.
- Valencia-Moreno, M. y Ortega-Rivera, A., 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México – Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (Orogenia Laramide), In: Calmus, Thierry (Ed.) *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap.7, 25 figs.*
- Vargas, Sergio y Mollard, Eric (Editores), 2005, *Los retos del Agua en la cuenca Lerma-Chapala: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, México. 248 p.*
- Vargas-Velásquez, S., 2008, El conflicto y la negociación en la percepción de los usuarios del agua en la cuenca Lerma-Chapala, 1999-2004: *Revista Legislativa de Ciencias Sociales y de Opinión Pública*, Vol. 1, Núm. 1, 155-184 p.
- Vargas-Velásquez, S., 2007, *Agua y Sociedad en el alto Lerma: El módulo Tepetitlán. Subordinación de Participación social: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Agricultura, sociedad y desarrollo, Vol. 4. No. 1. 1-17 p.*
- Venegas-Salgado, S., Herrera-E, J.J., Maciel-E, R., 1985, Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos, in: S.R Verma (editor), *Special Volume on the Mexican Volcanic Belt-Part 1: Geofísica Internacional*, 24(1), 47-81 p.

Vera-Torres, Juan Antonio, 1994, Estratigrafía, principio y métodos, Madrid, Editorial Rueda, 829 p.

Verma, S.R., 1987, Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems: Geofísica Internacional, v. 26-2, p. 309-340.

Zamorano-Orozco, J.J., 1990, Análisis Ingeniero-Geomorfológico de la Cuenca de México: Moscú, Rusia, Universidad Estatal de Moscú, Tesis Doctoral, 125 p.

# Mapa topográfico del Municipio de Temascalcingo



### Legenda

- ◆ Colonia o localidad
- Carretera Federal
- Red vial municipal
- Via ferrea
- Corrientes intermitentes
- Río Lerma
- Curvas de nivel cada 20 m
- ▭ Límite municipal
- Zona urbana
- Cuerpos de agua

### Descripción

Mapa del Municipio de Temascalcingo proyectado en WGS 84 coord. geográficas UTM zona 14, con curvas de nivel a cada 20 metros del continuo nacional de INEGI, el valor min es de 2480m y el max de 3080m

Elaborado por: Mario Bathuel Ruiz Dominguez



-11140000 -11130000 -11120000

2270000  
2260000  
2250000

# Mapa estructural del Municipio de Temascalcingo

## Legenda

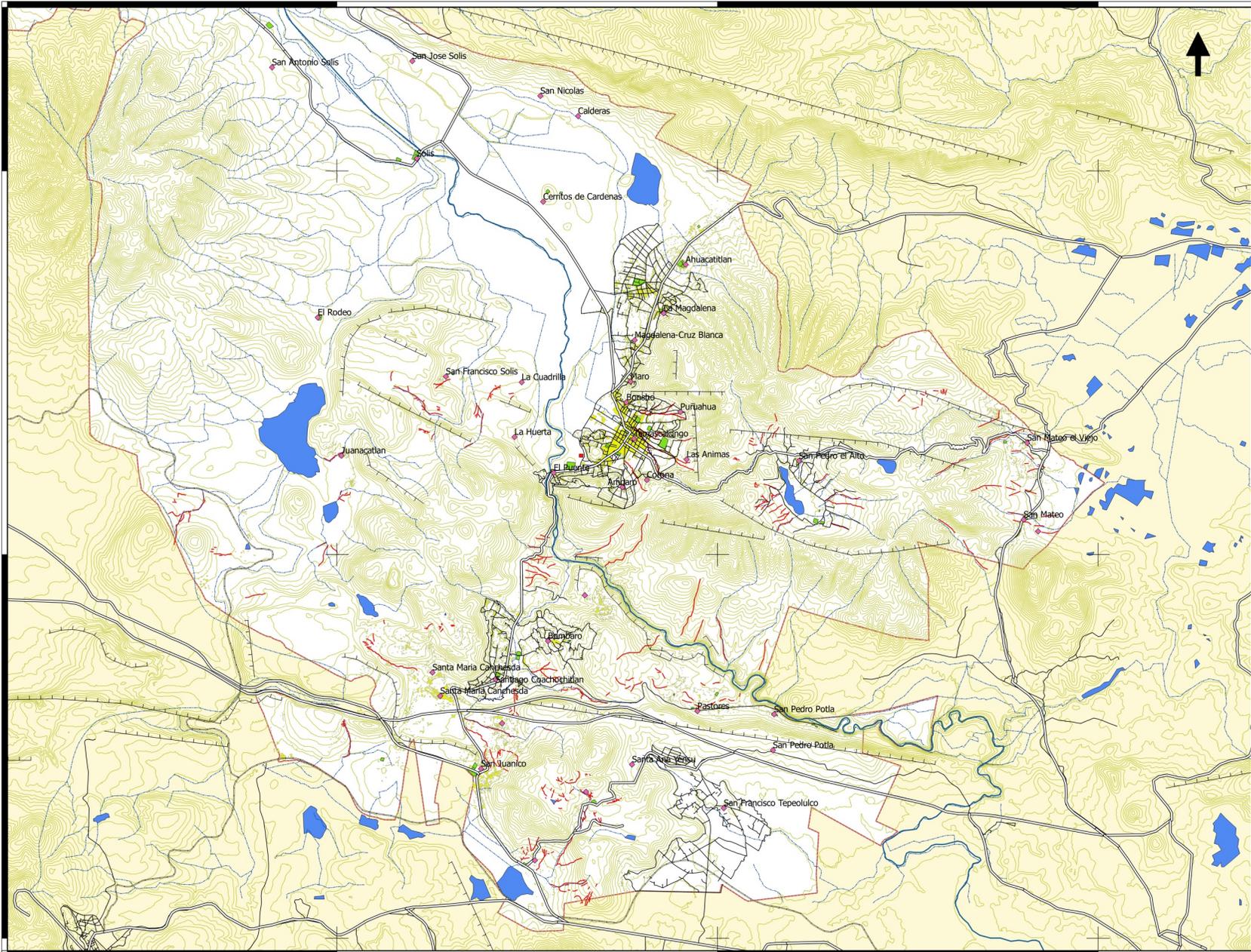
- ◆ Colonia o localidad
- Carretera Federal
- Red vial municipal
- Via ferrea
- Corrientes intermitentes
- Río Lerma
- Curvas de nivel cada 20 m
- Fallas y fracturas
- Desarrollo de barrancos
- Límite municipal
- Zona urbana
- Cuerpos de agua

## Descripción

Mapa del Municipio de Temascalcingo proyectado en WGS 84 coord. geográficas UTM zona 14, con curvas de nivel a cada 20 metros del continuo nacional de INEGI. Se muestran las principales fallas y fracturas geológicas y las áreas donde se desarrollan barrancos, en algunos sitios se desarrollan perpendiculares a las fallas

Elaborado por: Mario Bathuel Ruiz Dominguez

2.5 0 2.5 5 km



-11140000

-11130000

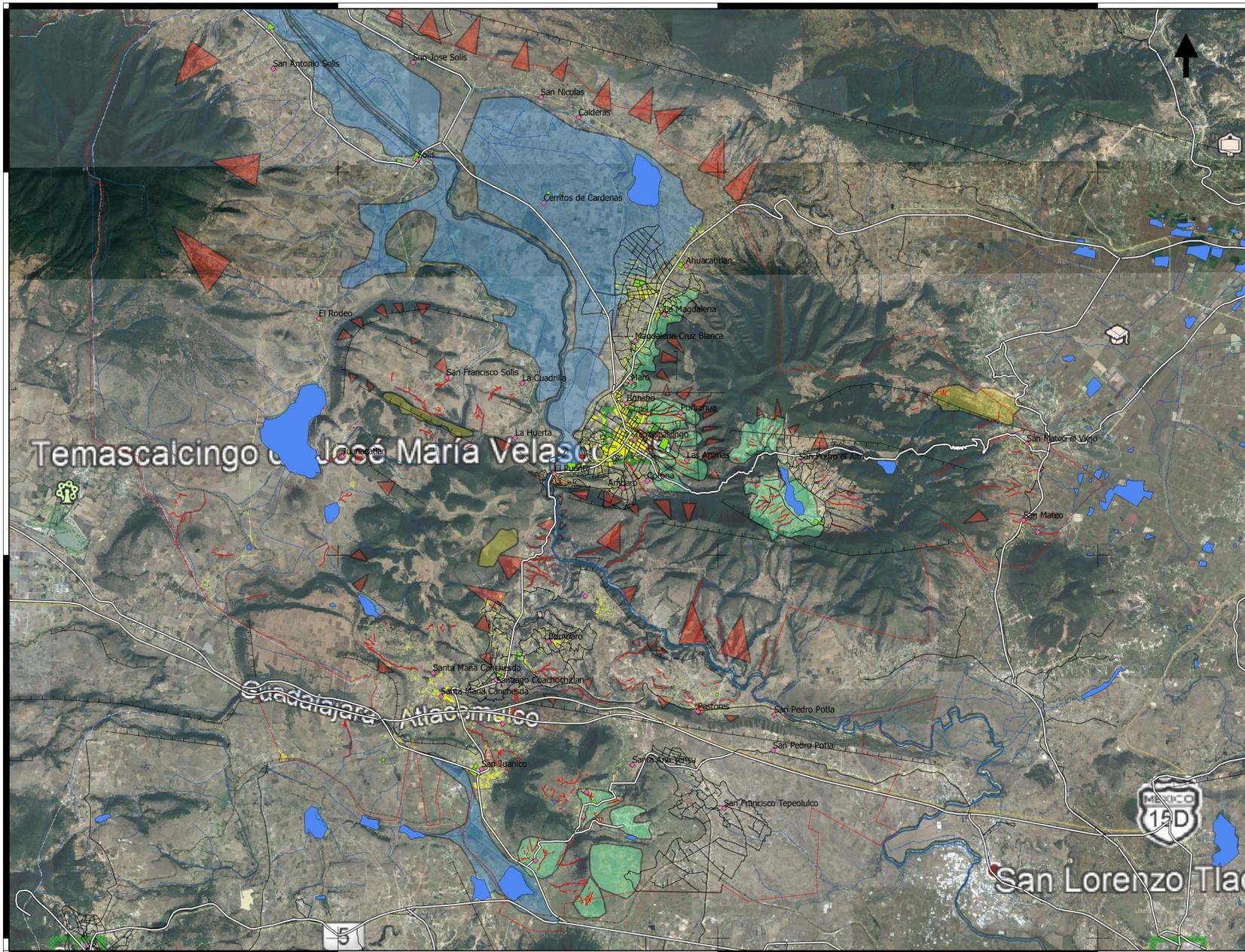
-11120000

2270000

2260000

2250000

# Mapa de riesgos del Municipio de Temascalcingo



## Legenda

- ◆ Colonia o localidad
- Carretera Federal
- Red vial municipal
- Via ferrea
- Corrientes intermitentes
- Río Lerma
- Fallas y fracturas
- Desarrollo de barrancos
- Límite municipal
- Zona urbana
- Cuerpos de agua

## Riesgos

- Desprendimiento de rocas
- Vuelcos / toppling
- Movimientos complejos
- Deslizamientos traslacionales
- Zonas sujetas a inundación

## Descripción

Mapa del Municipio de Temascalcingo proyectado en WGS 84 coord. geográficas UTM zona 14, con un ensamble de imágenes satelitales de Google Earth 2019. Los riesgos pertenecen a procesos de laderas identificados en el área de estudio, la sismicidad se define por la estructura del Graben de Acambay tectónicamente activa. Las inundaciones no son muy recurrentes pero se nota una desertificación en estas áreas  
Elaborado por: Mario Bathuel Ruiz Dominguez

2.5 0 2.5 5 km



-11140000

-11130000

-11120000

2270000  
2260000  
2250000