



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS, CGEO

ESTUDIO NEOTECTÓNICO DEL VOLCÁN TEMASCALCINGO Y DE LA ACTIVIDAD PALEOSÍSMICA DE LA FALLA SAN MATEO (GRABEN DE ACAMBAY, CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO)

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA:

IVAN SUÑÉ PUCHOL

TUTOR PRINCIPAL

MARIA ORTUÑO CANDELA (POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. PIERRE LACAN (UNAM, CGEO)

DR. RAMÓN ZÚÑIGA DÁVILA-MADRID (UNAM, CGEO)

DR. GUSTAVO TOLSON JONES (UNAM, Instituto de Geología)

DR. GERARDO SUÁREZ REYNOSO (UNAM, Instituto de Geofísica)

QUERÉTARO, JUNIO DE 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



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

A mis Padres: Joan y Marisa,

A mi hermano Xavi y a la cunyi Alexandra,

A toda mi familia y amigos,

Sobre todo a mi prometida y compañera de viaje, te amo Angela:



AGRADECIMIENTOS

Primero quiero agradecerle a la Dra. María Ortuño todo lo que ha hecho por mí durante esta importante etapa de mi vida. Además de ser mi asesora oficial de la Maestría, fue gracias a ella que pude conseguir esta gran oportunidad que me brindó la Universidad Nacional Autónoma de México. Junto a ella, estoy inmensamente agradecido con los doctores Ramón Zúñiga y Pierre Lacan, porqué sin ellos nunca hubiese logrado ésta meta. El Dr. Zúñiga, como investigador responsable del proyecto CONACyT: “Caracterización de fallas sismogénéticas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano: implicaciones para la peligrosidad y la inestabilidad de laderas”, me apoyó en todo desde el primer momento en que llegué a México y me integró a su grupo de trabajo. Además, he tenido la gran suerte de disfrutar de los consejos y el asesoramiento del Dr. Lacan, quien me ha enseñado tantísimas cosas y ayudado en todos los ámbitos de éste trabajo. Me siento realmente afortunado de haber contado con estos tres grandes profesionales y amigos como asesores de mi Maestría, a los que les estaré eternamente agradecido.

Quiero agradecer también a los doctores Gustavo Tolson y Gerardo Suarez por formar parte del comité de ésta tesis de Maestría y por ayudarme a mejorar el trabajo.

Agradezco al CONACyT, Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología, por haberme concedido una de sus becas para estudiar el Posgrado en la UNAM.

Agradezco a todas las personas que me han ayudado en el trabajo de campo, empezando por el Dr. Pierre Lacan, a quien le quiero dar las gracias nuevamente por ser la persona con quien he compartido más horas visitando y estudiando la geomorfología del graben de Acambay y porqué con nuestro esfuerzo conjunto, se pudo organizar una campaña de trincheras paleosismológicas muy satisfactoria. También quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todos los otros investigadores que trabajaron en la trinchera excavada en el campo de “La Lechuguilla” y que sin sus conocimientos y experiencia, no se hubiesen conseguido tan buenos resultados. Estos son el Dr. Gerardo Aguirre, la Dra. Pilar Villamor, la Dra. Maria Ortuño, el Dr. Ramón Zúñiga, la Dra. Laurence Audin y el Dr. Timothy Lawton. A mis compañeros y amigos del CGEO que me ayudaron en el campo: Dani, Neto, Felipe, Gonzalo, Rorra; a mi novia Angela y a Xalli y Telma Zúñiga, quienes también trabajaron en la trinchera. Le doy las gracias al Municipio de Temascalcingo por apoyarnos en el trabajo de campo con una máquina retroexcavadora y a toda la gente de los pueblos de la zona del graben, sobre todo a nuestro amigo Carlos del restaurant Ajúa, quien nos ha ayudado y bien alimentado durante los duros trabajos en el campo.

Le agradezco al Dr. Mariano Cerca por su asesoría en la elaboración del Modelo Analógico del volcán Temascalcingo y a mis compañeros Diego y Rodrigo por ayudarme a montar el experimento, así como al técnico del laboratorio LAMMG, Ricardo.

Agradezco a la Dra. Laurence Audin del Institut des Sciences de la Terre de Grenoble, por ser mi asesora en el extranjero durante mi estancia de 4 meses en Francia. Le agradezco su aportación al estudio geomorfológico del graben de Acambay, al análisis paleosismológico de la trinchera “La Lechuguilla” y por las dataciones de las muestras recolectadas en campo.

Quiero agradecer a todos mis compañeros y amigos del CGEO por ayudar a sentirme como en casa durante mi estancia en México, gracias a Dani, Paco, Luis, a los Eriks (Chiapas, SLP, DF, etc.), Angel, Rosi, Neto, Gonzalo, Pily, Mario, Rosanna, Hugo, Berlaine, Rafael, Paola, Giovani, Paola Catalina, Maria Isabel, los Rodrigos, Myrna, Diego, Vania, Lorena, Rosario, Gaby, Mariquita, Joselyn, Fito, la otra Gaby, el Padrino, y a todos los que me dejo, gracias por los asaditos, los partidos de fut, las fiestas y los follones, gracias bizcos.

A toda la administración del CGEO, a los profesores que he tenido, al CGEO en sí y a la UNAM, gracias por haber hecho posible mi maestría aquí, gracias por ayudarme a acudir a congresos, a realizar estancias académicas para poder seguir creciendo profesionalmente y aprovechar de todas las oportunidades posibles. Especialmente gracias a Marta Pereda, por ser única, por ser maravillosamente buena y una profesional de las mejores que he conocido. Gracias a Asucena por su paciencia y su alegría al tramitar nuestros seguros de campo, gracias a todos.

Quiero agradecer a todas las personas que he conocido en estos dos años en México, agradecerles a todos por formar parte de esta etapa preciosa de mi vida: a mi roomie Sergio, a Maya, los vecinos, als Catalans, a Alejandro, a los colegas del futbol, a Manolo, a Larisa, a Jon, a la gente de la Pana, a México, a todos, gracias.

Doy las gracias por tener la maravillosa familia que tengo allí en mi tierra, gracias a mis padres y a Skype no se hace tan larga la distancia ni tan fuerte la anyoransa. Gracias a toda mi familia, al mano y la Nina, a mis primos, tíos y abuelos y sobrina, gracias a mis amigos de la colla de Batea, al trenet de Masalio, al Edu, la Vane, a la Fanny, lo Mallo, a l'Agustí y a todos los amigos de toda la vida que por cumplir un sueño estoy disfrutando menos de su compañía, pero que aunque me encuentre a 10.000 km de distancia consiguen que los sienta tan cerca de mí. Gracias por su amor.

Especialmente gracias al amor de mi vida, a mi prometida, a la persona más importante que tengo y con quien comparto esta aventura que es vivir, te amo Angela. Gracias por aguantarme amore, gracias por quererme, por estar cada día conmigo, por seguirme hasta aquí, dejando por un tiempo tu Italia querida y la maravillosa familia que tenemos allí, gracias a todos ellos también por todo.

INDICE

RESUMEN/ABSTRACT

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Conceptos: Neotectónica y Paleosismología.....	1
1.2. Localización del área de estudio.....	2
1.3. Justificación del estudio	2
1.4. Trabajos previos.....	3
1.5. Objetivos.....	5
1.6. Hipótesis.....	6
1.7. Metodología.....	6
 2. AMBIENTE GEODINÁMICO Y CONTEXTO GEOLÓGICO	 8
2.1. Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).....	8
2.1.1. Sector central del CVTM.....	10
2.2. Graben de Acambay.....	11
2.2.1. Sismicidad del graben de Acambay.....	13
2.2.2. Zona occidental del graben.....	14
2.2.3. Zona oriental del graben: zona de estudio.....	15
2.2.4. Peligros asociados a sismos	18
2.3. Volcán Temascalcingo (VT).....	19
2.3.1. Estratigrafía del volcán Temascalcingo.....	20
2.3.2. Depósitos de Avalancha y flujo Magdalena.....	21
2.3.3. Otros cuerpos volcánicos cercanos.....	23
2.4. Conclusiones.....	24

3.	ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL	25
3.1.	Geomorfología regional: sector oriental del graben....	25
3.1.1.	Cicatriz de la avalancha del VT y Domos de Solís.....	27
3.1.2.	Valle de Toxi.....	30
3.1.3.	Caldera volcánica de San Pedro el Alto.....	31
3.1.4.	Domo Santa Lucia (DSL).....	32
3.2.	Geomorfología de detalle.....	35
3.2.1.	Análisis de la falla San Mateo.....	35
3.4.	Mapa Geomorfológico del graben de Acambay.....	40
4.	MODELO ANALÓGICO	43
4.1.	Introducción: objetivos, hipótesis y justificación.....	43
4.2.	Escalamiento: condiciones de similitud.....	45
4.3.	Metodología y arreglo experimental.....	46
4.4.	Construcción del modelo: configuración.....	46
4.5.	Resultados y discusión.....	47
4.6.	Conclusiones.....	51
5.	ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO DE LA FALLA SAN MATEO	52
5.1.	Introducción a la paleosismología.....	53
5.2.	Ubicación de la trinchera paleosismológica.....	54
5.3.	Metodología de las trincheras.....	56
5.4.	Resultados de la trinchera: <i>fotolog y log</i>	58
5.4.1.	Dataciones.....	64
5.5.	Interpretación.....	65
5.5.1.	Análisis por retrodeformación.....	67

5.6.	Discusión: estimación del potencial sismogénico.....	68
5.7.	Resultados del análisis paleosismológico.....	74
6.	DISCUSIÓN FINAL	76
7.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	82
8.	REFERENCIAS	85
9.	ANEXOS	89

LISTA DE FIGURAS

1.1	Rango de edades.....	1
1.2	Mapa localización graben Acambay	2
1.3	Fotografía de las casas destruidas por el terremoto de Acambay de 1912.....	3
1.4	Mapa neotectónico del graben de Acambay.....	4
2.1	Ubicación del CVTM.....	9
2.2.	Ambiente tectónico regional del centro del CVTM.....	10
2.3	Mapa del graben de Acambay.....	12
2.4	Fotos de los efectos del terremoto de 1912 de Acambay.....	14
2.5	Mapa del sector oriental del graben y perfil topográfico.....	16
2.6	Foto de un bloque caído por el sismo de 1912.....	18
2.7	Mapas del volcán Temascalcingo.....	20
2.8	Columna estratigráfica del depósito de avalancha de Temascalcingo y rocas volcánicas asociadas	22
2.9	Modelo de la avalancha de escombros.....	23
3.1	DEM general del graben subdividido en regiones de estudio....	26
3.2	DEM y fotografía panorámica de la región Oeste.....	27
3.3	Vista panorámica y afloramiento en los Domos Solís.....	29
3.4	DEM y vista panorámica del valle de Toxi.....	30
3.5	DEM y afloramientos de la caldera de San Pedro.....	32
3.6	DEM y afloramientos de la región del Domo S. Lucia.....	34
3.7	DEM de la falla San Mateo (FSM).....	36
3.8	Ortofoto de la zona central de la falla San Mateo.....	37
3.9	Vista panorámica del campo de “La Lechuguilla” y afloramiento de la falla San Mateo.....	38

3.10	Afloramiento de la FSM en una zona de <i>badlands</i>	39
3.11	Fracturas por tensión en plano de la FSM.....	40
3.12	Mapa Geomorfológico y estructural del graben.....	42
4.1	Hipótesis previa al modelo analógico.....	44
4.2	Mesa de modelado analógico del LAMMG.....	46
4.3	Construcción del modelo analógico.....	47
4.4	Evolución de la deformación en el modelo.....	48
4.5	Comparación del modelo vs prototipo natural.....	50
5.1	Fotografía aérea del volcán Temascalcingo.....	53
5.2	Ubicación de la trinchera paleosismológica.....	55
5.3	Metodología de las trincheras.....	57
5.4	Log y fotolog de la pared oeste de “La Lechuguilla”	59
5.5	Esquema de la trinchera.....	62
5.6	Log y fotolog de la pared este de “La Lechuguilla”	63
5.7	Edades de las unidades de la trinchera.....	64
5.8	Diagrama de tiempo con los paleoeventos.....	66
5.9	Análisis por retrodeformación.....	68.
5.10	Mapa de la falla San Mateo.....	70
5.11	Tabla de paleomagnitudes según W & C (1994).....	71
5.12	Perfil de sismicidad del CVTM.....	72
5.13	Tabla de paleomagnitudes según H & K (1979).....	73
5.14	Tabla resumen de todas las paleomagnitudes.....	74
6.1	Diagrama espacio temporal de todos los paleoeventos identificados en las diferentes fallas.....	80

i. RESUMEN

El graben de Acambay es una zona tectónicamente activa situada en el centro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, unos 150 km al noroeste de la ciudad de México. El último sismo destructivo que afectó la zona se produjo en el año 1912 y se conoce como el terremoto de Acambay, que con una magnitud aproximada de 6.9 ($M_w \sim 6.9$), causó una gran destrucción en las poblaciones del graben y la pérdida de más de 150 vidas humanas. Desde la década de los 90, se empezaron a realizar estudios neotectónicos y paleosismológicos con la intención de caracterizar las fallas del graben de Acambay y de comprender mejor el funcionamiento de estas estructuras. Conocer el grado de actividad de estas fallas es fundamental para determinar la peligrosidad sísmica bajo la que viven estas poblaciones en aumento del centro de México. En este trabajo se presenta el estudio neotectónico realizado en el área que ocupa el volcán Temascalcingo y sus proximidades, emplazado en el bloque hundido del graben de Acambay (en su sector oriental). Se decidió analizar esta zona de la cuenca porque todavía no se han estudiado a fondo las fallas del sistema central del graben, donde se reportaron rupturas superficiales formadas durante el terremoto de Acambay de 1912 (Urbina y Camacho, 1913). Para realizar esta investigación se han integrado estudios geomorfológicos y estructurales de la zona, observaciones de afloramientos en campo, modelos analógicos y un estudio paleosismológico sobre la falla San Mateo. Los resultados del presente estudio determinaron una actividad neotectónica en la zona central del graben de Acambay, que está provocando una fuerte deformación en el edificio del volcán Temascalcingo. Gracias a la trinchera paleosismológica excavada en el campo de “La Lechuguilla”, se pudo confirmar la reciente actividad de la falla San Mateo, donde se identificaron tres eventos paleosísmicos registrados por esta estructura durante los últimos 32 mil años. El más reciente fue durante el Holoceno (4.2 – 2.1 cal.kaBC) y los otros dos en el límite entre el Holoceno y el Pleistoceno superior (17.4 – 4.5 y 30.3 – 26.6 cal.kaBC). Con una longitud superficial mínima de 13 km, esta estructura es capaz de generar terremotos con una magnitud máxima de $M_w \sim 6.8$, con un intervalo de recurrencia para grandes terremotos de unos 12 mil años aproximadamente. También se descartó la activación de esta estructura durante el terremoto de 1912. La comparación de las cronologías de deformación disponibles hasta la fecha para la parte oriental del graben de Acambay sugiere que las principales fallas tectónicas puedan activarse de manera simultánea durante eventos sísmicos comunes. Estos resultados aportan nuevos datos a considerar de cara a la estimación del peligro sísmico que existe en la zona del graben de Acambay. Este tipo de estudios tienen que consolidarse como una herramienta básica para la planificación y desarrollo de las actividades sociales de esta zona y de muchas otras zonas potencialmente expuestas al peligro sísmico.

j. **ABSTRACT:**

The Acambay graben is a tectonically active area located in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, it is about 150 km northwest of Mexico City. The last destructive earthquake that hit the area occurred in 1912 and it is known as the Acambay earthquake, with a magnitude of 6.9 ($M_w \sim 6.9$), it caused widespread destruction at the population of the Acambay graben and the loss of more than 150 human lives. In the last two decades, it has performed Neotectonic and Paleoseismological studies aimed to characterize the Acambay graben faults and to the better understanding of the functioning of these structures. Knowing the degree of activity of these faults is essential to determining the seismic hazard that affects the growing populations of central Mexico. This work shows a neotectonic study made up in the area occupied by Temascalcingo Volcano and its vicinity, emplaced within the central part of the Acambay graben (in its eastern sector). This area was analyzed where Urbina & Camacho reported surface ruptures generated during the 1912 earthquake because the faults of the central system have not been well studied yet. To perform this research geomorphological and structural studies of the area, observation of outcrops in field, analogue models and a paleoseismological study on the San Mateo fault have been integrated. The results of this study determined a Neotectonic activity in the central part of the Acambay graben, which is generating a strong deformation on the building of the Temascalcingo volcano. From a paleoseismological trench dug in the field of "La Lechuguilla" the recent activity of the San Mateo fault was recognized, where were identified three paleoseismic events occurred over the past 32,000 years and recordered by this tectonic structure. The most recent paleoevent was during the Holocene (4.2 - 2.1 cal.kaBC) and the other two were at the boundary between the Holocene and Pleistocene (17.4 - 4.5 and 30.3 - 26.6 cal.kaBC). With a minimal surface length of 13 km, this structure is capable to generate earthquakes with a maximum magnitude of $M_w \sim 6.8$ with a recurrence interval for large earthquakes of approximately 12,000 years. The possible activation of this fault during the 1912 Acambay earthquake was dismissed. The comparison of the available chronologies of deformation for the easternmost part of the Acambay graben suggests that the main tectonic faults can be activated simultaneously by common seismic events. These results provide new data for estimating the seismic hazard that exists in the area of the Acambay graben. Such studies must establish themselves as a basic tool for planning and developing social activities in this area and many other areas potentially exposed to seismic hazard.

1. INTRODUCCIÓN

En esta tesis de maestría se presenta un estudio neotectónico realizado en el volcán Temascalcingo, incluyendo un análisis paleosismológico elaborado en la falla San Mateo, una de las múltiples fallas que afectan el edificio volcánico del Temascalcingo. Este trabajo se integró en el proyecto CONACyT (Gobierno de México, Convocatoria 2009): “Caracterización de fallas sismogénéticas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano: implicaciones para la peligrosidad sísmica y la inestabilidad de laderas”, con el Dr. Ramón Zúñiga Dávila-Madrid como investigador responsable.

1.1. Conceptos: Neotectónica y Paleosismología

La Neotectónica es una disciplina de las Ciencias de la Tierra que estudia los movimientos y deformaciones corticales iniciadas en el Cuaternario y que continúan en la actualidad (Mörner, 1986). De los movimientos que se producen dentro de un periodo de tiempo de interés para la sociedad, se ocupa la Tectónica Activa (Wallace, 1986).

La Paleosismología es una sub-disciplina de la Tectónica Activa que tiene como objetivo identificar y caracterizar terremotos históricos o paleoterremotos (McCalpin, 2006), principalmente mediante la excavación de trincheras paleosismológicas. En la **figura 1.1** vemos el rango de edades de los paleoterremotos estudiados por ésta técnica (de 10,000 a 100.000 años).

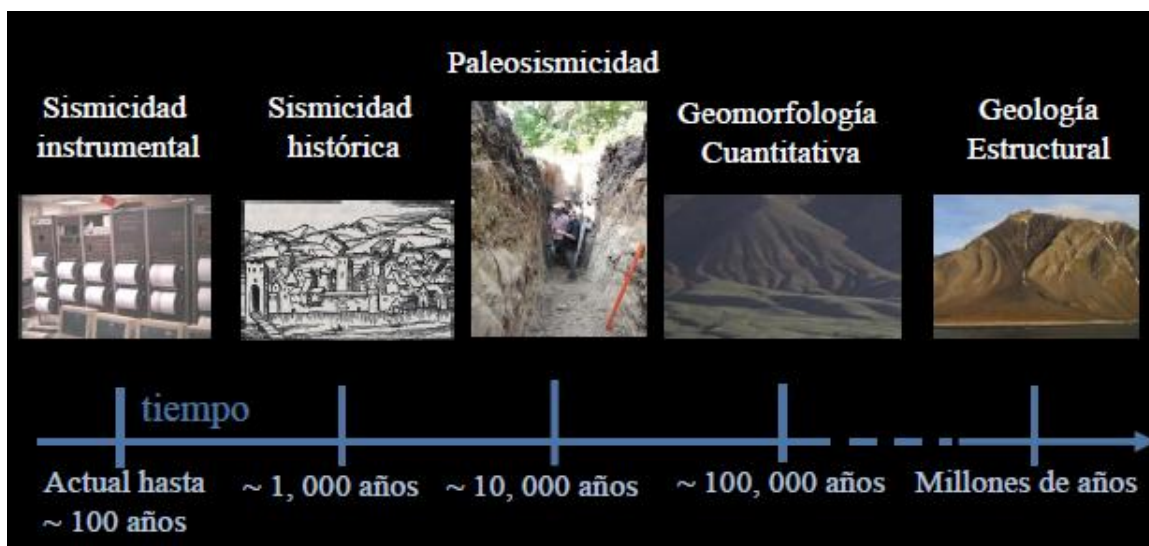


Fig. 1.1: Rango de edades que abarcan algunas de las disciplinas relacionadas con los estudios neotectónicos (Fuente: Lacan, 2013).

1.2. Localización del área de estudio y terremoto de Acambay de 1912

El área de éste estudio se encuentra dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), un arco volcánico con orientación E-W, asociado a la subducción de las placas de Cocos y de Riviera por debajo de la placa Norteamericana (Verma, 1996). Como resultado de esta subducción y del esfuerzo extensional relacionado, se han ido formando una serie de depresiones tectónicas limitadas por fallas normales. Una de estas depresiones es el graben de Acambay, la zona de estudio (**Fig. 1.2**). Dentro de esta cuenca tectónica se emplazó el volcán Temascalcingo (VT), el cual ha sido deformado por varias fallas del graben. El área estudiada es la que ocupa el edificio del VT y sus alrededores, ubicada a lo largo del graben de Acambay.



Fig. 1.2: Mapa de localización del graben de Acambay, el área de éste estudio, situado en el centro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

El graben de Acambay es una zona sísmicamente activa, afectada por múltiples fallas sismogénéticas, que han producido rupturas históricas en superficie a lo largo del cuaternario (Urbina y Camacho, 1913; Langridge et al., 2000; Persaud et al., 2006; Ortuño et al., 2011; Langridge et al., 2013). El último evento sísmico destructivo fue el terremoto de Acambay de 1912, con una magnitud aproximada de 7 en la escala de Richter y con el epicentro cercano a la población de Acambay ($M_w \sim 7$, Urbina y Camacho, 1913). Sus efectos fueron devastadores en varios núcleos urbanos de la zona, provocando la destrucción de pueblos enteros y la muerte de más de 150 personas (**Fig. 1.3**).



Fig. 1.3: Fotografía de las destrucciones en el pueblo de Acambay ocasionadas por el terremoto de 1912 (Urbina y Camacho, 1913).

1.3. Justificación del estudio:

Cien años después del terremoto de Acambay de 1912, el peligro sísmico sigue siendo una realidad en el graben. Con una población en aumento, estos estudios neotectónicos, complementados con investigaciones paleosismológicas, se han de convertir en una herramienta fundamental para la evaluación del peligro sísmico, previo a la planificación y desarrollo de las actividades sociales de la zona.

Estos trabajos están destinados a identificar y caracterizar las fallas sismogénicas del graben de Acambay, las cuales no están suficientemente bien estudiadas y existe la posibilidad de que se conecten entre ellas en profundidad. Con esta investigación se pretende identificar otras fallas activas desconocidas hasta el momento, caracterizar su potencial sismogénico y determinar si pueden comportar una amenaza sísmica extra a la zona.

El terremoto de Acambay de 1912 es el único sismo histórico en el que se han reportado rupturas superficiales en la zona central de México. Es decir qué, el periodo que cubre la sismicidad instrumental y la histórica (**Fig. 1.1**), es inferior al periodo de recurrencia para eventos sísmicos mayores. Para estimar ese periodo de recurrencia para grandes terremotos y completar el catalogo local, necesitamos descubrir los sismos pre-históricos, y para ello excavamos trincheras paleosismológicas.

1.4. Trabajos previos:

El primer estudio sobre el graben de Acambay es el que llevaron a cabo los científicos Fernando Urbina y Heriberto Camacho en 1913, justo después del terremoto de Acambay de 1912. En el libro titulado “La zona Megaseísmica Acambay-Tijmadejé”, presentan una descripción de los efectos del sismo sobre el terreno, así como varias fotografías y mapas donde cartografiaron las rupturas superficiales. Es importante destacar que, según ellos, el evento del 1912 generó grietas en los 3 sistemas de fallas del graben: fueron en la falla Acambay-Tixmadejé que limita el graben por el norte, en la falla Pastores que lo delimita por el sur, y también se formaron varias grietas en el sistema central del graben (mapa de la **figura 1.4**).

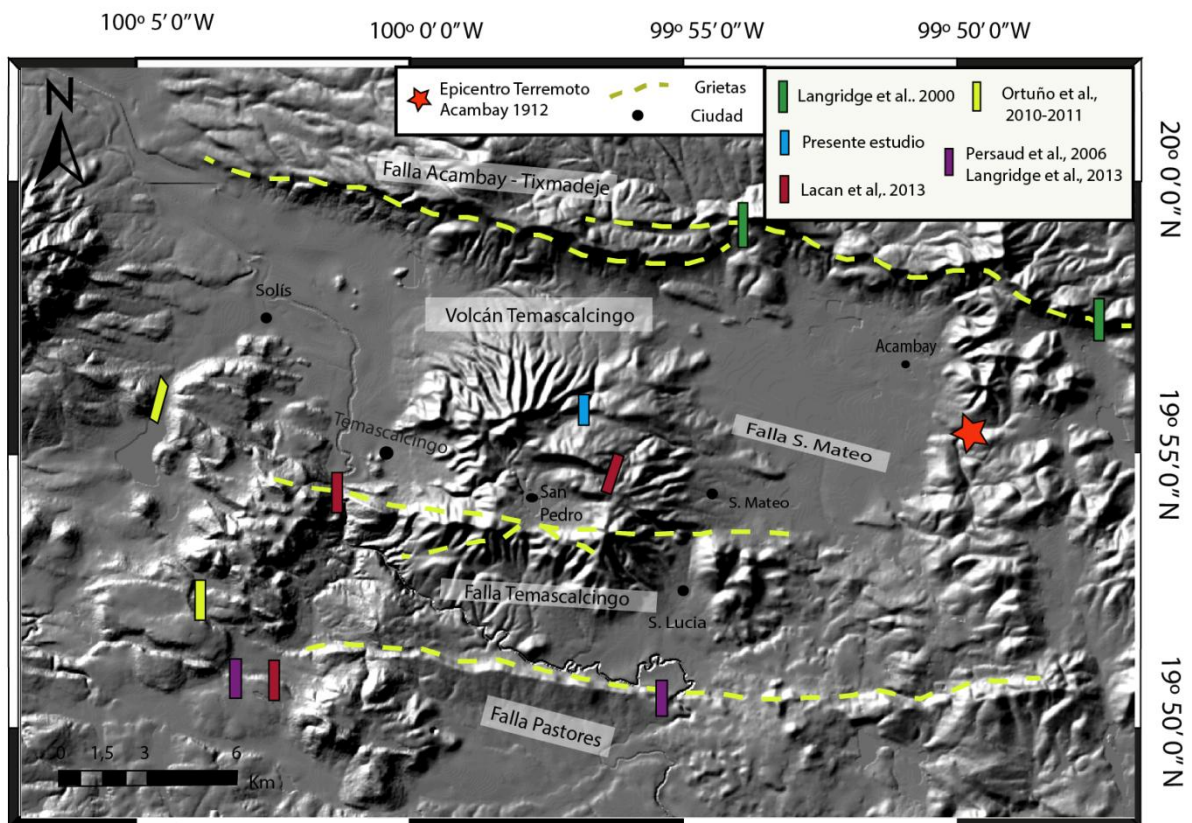


Fig. 1.4: Modelo de elevación digital terrestre (DEM) de la zona de estudio (zona oriental del graben de Acambay), donde se representa la ubicación de las trincheras paleosismológicas excavadas en el graben. También se localiza el epicentro del terremoto del 1912 y las grietas que se generaron en superficie de acuerdo al trabajo de Urbina y Camacho, 1913.

Los trabajos paleosismológicos en el graben de Acambay empezaron con Langridge et al. (2000), que estudiaron la falla de Acambay-Tixmadejé (borde norte del graben). A continuación, Persaud et al. (2006) y Langridge et al. (2013), estudiaron la falla de Pastores (borde sur). Después Ortuño et al. (2011 y 2012) y Lacan et al. (2013 a; 2013

b), estudiaron varias fallas del sur y centro del graben (**Fig.1.4**). La señal geomorfológica de las fallas principales del graben de Acambay se pueden apreciar en la topografía (**Fig.1.4**).

1.5. Objetivos:

El objetivo principal del proyecto en el que se incluye este trabajo, es caracterizar las fallas sismogénicas del graben de Acambay, ya que conocer el grado de actividad tectónica de estas fallas es una herramienta fundamental para la determinación de la peligrosidad sísmica de la zona.

Con la finalidad de complementar los trabajos paleosismológicos previos realizados sobre varias fallas del graben, se propuso centrar esta investigación, en las fallas del centro del graben, en particular las que afectan al volcán Temascalcingo. Una vez decidida la zona de estudio, se plantearon una serie de objetivos específicos dentro de la línea de trabajo:

- Mapear las fallas que afectan al volcán Temascalcingo para seleccionar las que podrían ser activas y tener mayor potencial sismogénico (las más extensas en longitud) y buscar evidencias de actividad tectónica reciente.
- Buscar posibles ubicaciones favorables para realizar trincheras paleosismológicas a lo largo de la traza de las fallas seleccionadas, con el objetivo de determinar si son sismogénicas o no, y si lo son, estimar el periodo de recurrencia, la tasa de desplazamiento, las magnitudes de los terremotos que puedan producir y las características y estilos de la deformación que causan.
- Determinar si otras fallas del sistema central y oriental del graben de Acambay son activas y si se movieron durante el sismo de 1912, y si lo son, analizar la amenaza sísmica asociada a esa actividad para la población de la zona.
- Integrar todos los datos recogidos entre éste estudio y los anteriores hechos en la zona, con el fin de correlacionar los diferentes paleo-eventos identificados y relacionarlos. Con esto podríamos determinar si fue un caso excepcional del terremoto del 1912 o no, el hecho de que se movieran 3 sistemas de fallas diferentes en un mismo evento sísmico, y discutir la posible conexión de las fallas del graben de Acambay en profundidad.

1.6. Hipótesis:

Se decidió estudiar las fallas del sistema central y oriental del graben de Acambay, porque creemos que podrían ser fallas activas y sismogénicas capaces de producir sismos destructivos con ruptura superficial (con $M_b > 6$) y que probablemente algunos trazos de estas fallas se movieron durante el terremoto de 1912.

Pensamos que la cartografía hecha por Urbina y Camacho (1913) de las grietas generadas en el sismo de Acambay es acertada, y que las fracturas superficiales a lo largo de los tres sistemas de fallas del graben puede reflejar una conexión en profundidad de todas las fallas del graben.

1.7. Metodología:

La metodología utilizada para elaborar este trabajo se resume en los siguientes puntos:

- 1) Trabajo bibliográfico: recopilación de toda la información disponible (contexto geológico, tectónico, sísmico, geomorfológico, tectónica activa y paleosismología, etc.). Se sintetizan todos los documentos, mapas y artículos que tratan del graben de Acambay, poniendo especial interés a los que se enfocan en la parte oriental, donde se localiza el epicentro del terremoto de 1912.
- 2) Se cartografían y mapean las fallas y los demás elementos geomorfológicos de interés que se identifican en la zona mediante:
 - fotointerpretación a partir de fotos aéreas de la zona (series de 20A R-1 7-2 a 20A R-1 10-2, vuelo del año 1983 y escala 1:10.000)
 - Modelos Digitales de Elevación terrestre (DEM, con una resolución 30 x 30 m)
 - Mapas topográficos a escala 1:50.000
 - Imágenes de satélite de Google Earth y las disponibles en el INEGI
 - Geoprocesamiento en software GIS (sombreado, red de drenaje, etc.)

Estas herramientas permitieron elaborar un mapa geomorfológico y estructural de la zona. En el mapa marcamos las zonas de escarpe de falla, alineaciones, acumulaciones sedimentarias, edificios volcánicos, etc. El conjunto de estas observaciones nos permitió escoger puntos de interés para visitar en campo y concretar puntos para excavar trincheras paleosismológicas.

- 3) Trabajo de campo para observar afloramientos, fotografiar y tomar datos estructurales. Estas observaciones complementan el trabajo de mapeo.

- 4) Elaboración de modelos análogos en el laboratorio: se simuló la apertura de un graben con un volcán en el interior (con las propiedades escaladas a la realidad). El objetivo es entender como habían evolucionado las fallas que cortan un edificio volcánico emplazado a lo largo del graben (como el volcán Temascalcingo) dentro de un campo de deformación extensional.
- 5) Ubicación de las trincheras: después del trabajo previo de campo, mapeo geomorfológico, modelado analógico, etc. se seleccionaron los lugares para realizar los estudios paleosismológicos.
- 6) Excavación de las trincheras (se explicará más adelante la metodología detallada de esta técnica).
- 7) Interpretación de los datos adquiridos en las trincheras (edad de los paleoterremotos, periodo de recurrencia, magnitud de los sismos, etc.) para caracterizar la actividad paleosísmica de la falla.
- 8) Redacción de la investigación.

2. AMBIENTE GEODINÁMICO Y CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico continental activo, mayoritariamente calcoalcalino, y con tectonismo extensional de intra-arco (Ferrari et al., 1999). Atraviesa México desde el Océano Pacífico, frente las costas de Jalisco y Nayarit, hasta el Golfo de México, en el estado de Veracruz (Pasquaré *et al.*, 1988; Wallace and Carmichael, 1989; Allan *et al.*, 1991, Aguirre-Díaz et al., 1998). Es el resultado de la subducción de las placas de Cocos y de Riviera por debajo de la placa Norteamericana (Nixon, 1982; Suárez and Singh, 1986; Johnson and Harrison, 1990; Suter *et al.*, 1991), a lo largo de la trinchera o fosa Mesoamericana (**Fig. 2.1**). Dicha subducción existe desde el Mioceno temprano-medio (Ferrari et al., 1999, 2000), y ha migrado hacia el sur, sobre todo en las partes occidental y central del CVTM (Delgado et al., 1995).

El CVTM es el mayor arco volcánico neógeno de América del Norte, tiene aproximadamente 1000 km de longitud, con dirección E-W, y abarca unos 160.000 km² (De la Fuente y Verma, 1993), formando un ángulo cercano a 16° con respecto a la trinchera Mesoamericana; su anchura es irregular de entre 20 y 200 km. Queda limitado al norte por la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, y en el sur colinda por la Sierra Madre del Sur, situado aproximadamente entre los paralelos 19° y 21° N (López Ramos, 1993) (**Fig. 2.1**).

El CVTM es un arco volcánico complejo y variado, que se caracteriza por a) una gran variedad de estilos volcánicos y de composiciones químicas: desde campos monogenéticos máficos; enormes estratovolcanes compuestos por lavas riolíticas y flujos piroclásticos y también calderas que arrojan ignimbritas silíceas (Aguirre-Díaz et al., 1998; Siebe et al., 1992), b) la presencia de volcanismo alcalino de tipo intraplaca (asimilado a los Ocean Island Basalt), asociado espacialmente al volcanismo dominante, relacionado con la subducción, c) la oblicuidad de su parte central y oriental con respecto a la trinchera y d) la notable variación de la anchura del arco (Ferrari, 2000). Con base a eso, algunos autores proponen dividirla en tres sectores principales: sector occidental, sector central y sector oriental (**Fig. 2.1**).

La discusión sobre el origen de este arco continental se inició hace unos dos siglos, con los estudios pioneros de Von Humboldt en 1808, quien describe una alineación de grandes volcanes a lo largo del paralelo 19° N, atribuyendo su origen a una zona de debilidad cortical que atraviesa el continente. Para Mooser (1972), la localización del volcanismo está controlada por una zona de debilidad cortical del Terciario Medio, asociando el magmatismo con la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana.

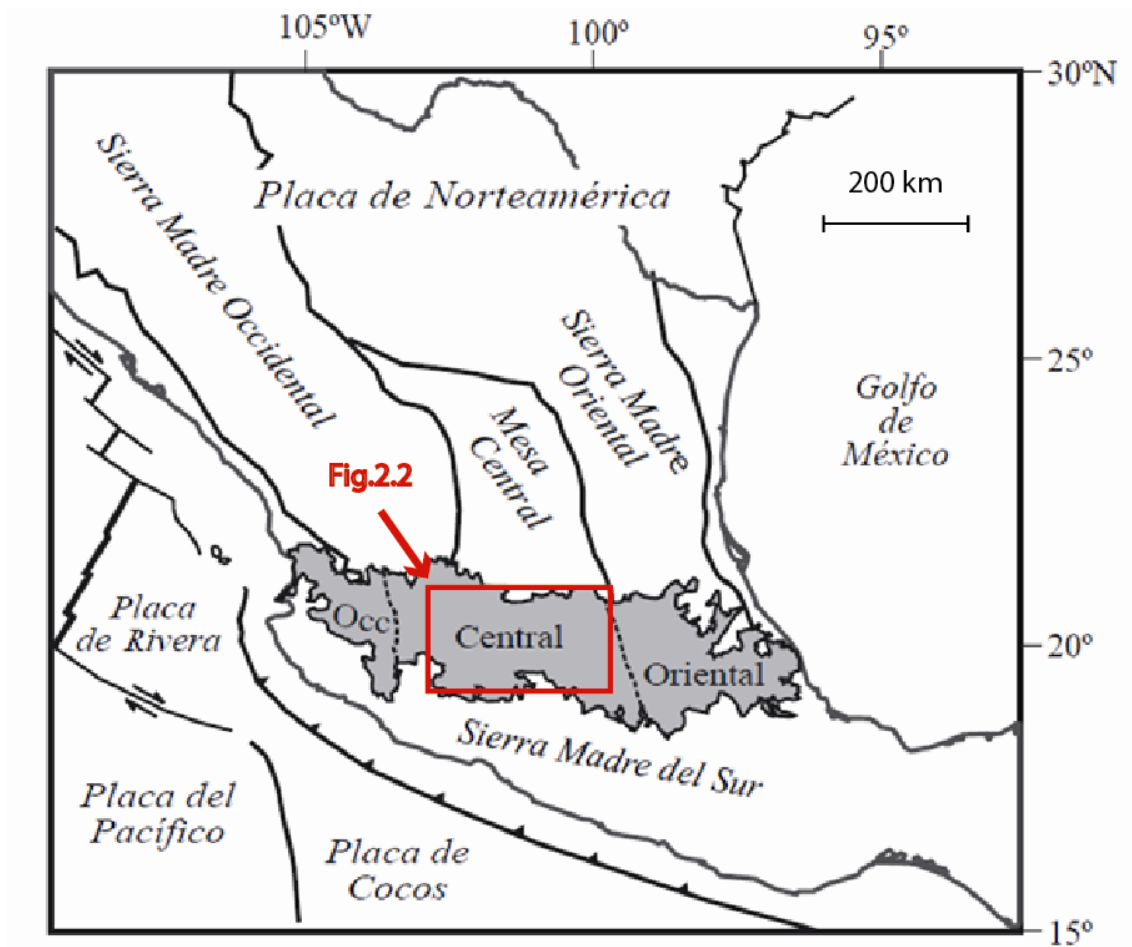


Fig. 2.1: Ubicación del CVTM (en gris), subdividida en tres sectores: occidental, central y Oriental. También se muestran las principales provincias geológicas mexicanas y las placas tectónicas en subducción (Gómez-Tuena et al., 2005). El recuadro rojo indica el área de la **figura 2.2**.

Otros autores lo presentan como a) una zona de debilidad cortical generada por un movimiento dextral, representando la prolongación del sistema transformante de la apertura del Golfo de California (Gastil and Jensky, 1973), b) producto de la interacción de las placas Norteamericana y Caribe sumado a la subducción de Cocos bajo Norteamérica (Demant, 1978), o c) el límite de una microplaca mal desarrollada según Shurbet y Cebull (1984).

Actualmente está aceptado por una mayoría de autores, que el CVTM es el producto de la subducción de las placas Cocos y Rivera por debajo de la Norteamericana (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Pardo y Suarez, 1993 y 1995). La falta de paralelismo del arco magmático con respecto a la trinchera Mesoamericana se debe aparentemente a la variación de la geometría del proceso de subducción (Urrutia-Fucugauchi y Böhnelt, 1987; Pardo y Suarez, 1993 y 1995). Sin embargo, explicaciones alternas, relacionan la formación del CVTM a un proceso de apertura o *rifting* (Verma, 2002).

2.1.1 Sector central del CVTM

La zona de este estudio se encuentra dentro del sector central del CVTM, el cual se caracteriza por una serie de depresiones limitadas por fallas E-W que se extienden distancias de 450 km aproximadamente (Suter et al., 1995). Geográficamente este sector se ubica entre las ciudades de Guadalajara y México (**Fig.2.2**). La deformación en el CVTM central, estuvo sujeta a un régimen tectónico transcurrente entre el Mioceno Medio y Tardío (Ferrari, 1995), mientras que a partir del Mioceno Tardío – Plioceno Temprano ha actuado una tectónica esencialmente extensional en dirección perpendicular al CVTM (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999a; Suter et al., 2001). Johnson y Harrison (1990) definen la zona de fractura Chapala-Tula, que se extiende cerca de 240 km. Dentro de esta zona se encuentra el sistema de fallas Patzcuaro-Morelia-Acambay. En la zona más oriental de este sistema, las fallas Venta de Bravo y Pastores, junto a la de Epitacio Huerta y la de Acambay-Tixmadejé, forman el graben de Acambay, la cuenca tectónica donde se ubica el área de este estudio.

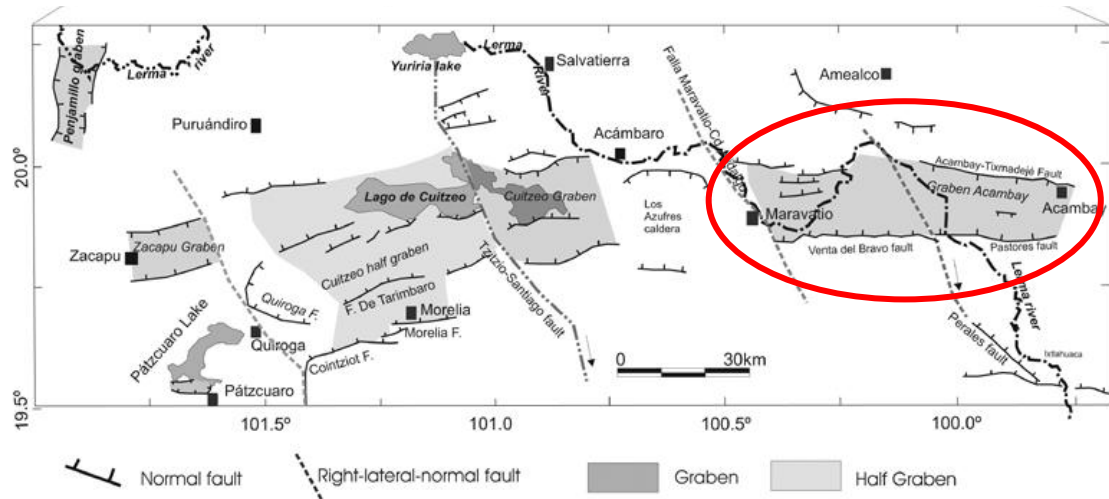


Fig.2.2: Ambiente tectónico regional de la parte central del CVTM (modificado de Garduño et al., 2009), donde el sistema de fallas Patzcuaro-Morelia-Acambay forman una serie de depresiones tectónicas orientadas E-W y delimitadas por otros sistemas de fallas de orientación NW-SE. El graben de Acambay sería la más oriental de estas depresiones (área dentro del elipse roja).

Otros sistemas de fallas normales se observan en el sector central del CVTM: a 140 km al WNW de la ciudad de México se encuentra el semigraben de Aljibes (Suter et al., 1995a); fallas con rumbos E-W a NE-SW entre Toluca y Puebla que se unen a sistemas extensionales con orientaciones N-S a NNW-SSE formando el graben de Penjamillo al oeste y el sistema Taxco-San Miguel de Allende al este (Demant, 1978). Estos sistemas se intersectan localmente con las fallas E-W del graben de Acambay, y de acuerdo con observaciones de fotos aéreas y satelitales se consideran que ambos

sistemas tienen dislocaciones mutuas, lo cual lleva a sugerir un movimiento contemporáneo a lo largo de ambos sistemas (Ferrari et al., 1994).

2.2. Graben de Acambay

El graben de Acambay es una zona sísmicamente activa y ha sido escenario de rupturas superficiales históricas (terremoto de Acambay de 1912) y prehistóricas (Suter et al., 2001; Langridge et al., 2000; Ortuño et al., 2010; Langridge et al., 2013; Lacan et al., 2013 a y b). Esta cuenca tectónica de intra-arco Mexicano, está considerada una de las más prominentes de la parte central del CVTM y tiene: 1) una orientación E-W, 2) se localiza entre las latitudes 19° 45' – 20° 15' Norte y las longitudes 99° 40' – 100° 35' Oeste, 3) con unas dimensiones de unos 80 km de longitud por 15 – 38 km de anchura (Suter et al., 1995), 4) ocupando zonas de los estados de: Michoacán, Querétaro, Guanajuato y Estado de México, y 5) llega a formar escarpes de falla de más de 400 m de altitud (Norini et al., 2010). El margen norte del graben es aproximadamente tres veces más alto que el margen sur, lo que le da una forma asimétrica en corte (Suter et al., 1995a). La extensión de la corteza que ha dado lugar a este graben es inferior al 4% y con un relleno sedimentario que alcanza espesores de hasta 500m (Roldan et al., 2011).

El graben está limitado por las fallas normales de Epitacio Huerta y Acambay-Tixmadejé por el norte, y por las fallas de Pastores y Venta de Bravo en el sur (**Fig. 2.3**, Suter 1992; 1995). Otros sistemas de fallas cortan la zona axial del graben, como son las fallas de Tepuxtepec y las de Temascalcingo. La disposición general de las fallas mencionadas muestran una tendencia E-W, y son las que caracterizan los frentes del graben. Existe otro sistema de fallas normales de orientación NNW-SSE (Suter et al., 1992; Ramírez-Herrera, 1997), como el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende.

Los hombros del graben están formados por lava de diferentes composiciones provenientes de edificios volcánicos emplazados desde el Mioceno (Aguirre-Díaz et al., 2000), como son la caldera de Amealco, y los volcanes San Miguel y Ñadó (**Fig. 2.3**). Existen evidencias de volcanismo cuaternario a lo largo del graben de Acambay, como por ejemplo el estratovolcán Temascalcingo o el Altamirano, situados en la parte oriental del graben (el área de este estudio), y cortados por fallas (Roldán et al., 2011).

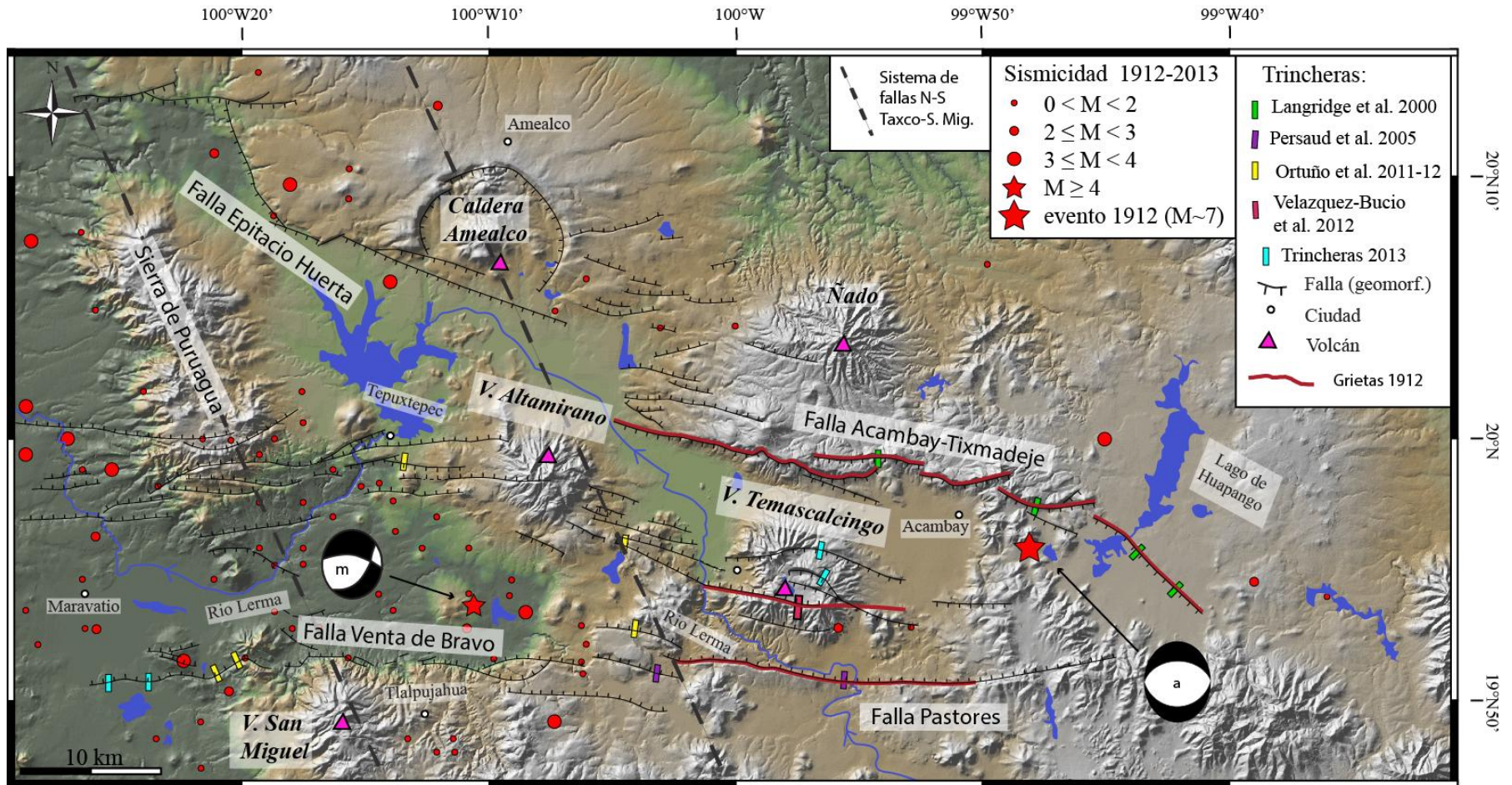


Fig. 2.3: Mapa digital de elevación terrestre (DEM) del graben de Acambay. Se ilustra: 1) las fallas normales de toda la cuenca tectónica, las que limitan el graben, de dirección E-W (f. Epitacio Huerta al NW; f. Venta de Bravo SW; f. Acambay-Tixmadeje al NE y f. Pastores al SE); las internas con la misma orientación E-W (sistema de Temascalcingo al Este, y sistema de Tepuxtepec al Oeste) y también las fallas de otro sistema con orientación NNW-SSE (sistema Taxco – San Miguel de Ayende), 2) Los edificios volcánicos (Volcanes Temascalcingo, Nado, San Miguel, Altamirano, Caldera Amealco y Sierra Puruagua), 3) La sismicidad instrumental desde el año 1983 y el epicentro de los sismos de Acambay de 1912 y Maravatio 1979 (con sus mecanismos focales), 4) La ubicación de las trincheras paleosismológicas realizadas en este estudio y en estudios previos, 5) Las grietas que se formaron por el terremoto de 1912, y 6) El curso del río Lerma y las principales ciudades de la zona (modificado de Lacan et al., 2013).

La columna estratigráfica del graben de Acambay fue descrita por Aguirre-Díaz et al., (2000) en dos secciones representativas: 1) Sección Caldera de Amealco (expuesta por la falla Epitacio Huerta, margen norte) y 2) Sección Tlalpujahua (expuesta por la falla Venta de Bravo, margen sur). Las unidades de la sección norte son todas de origen volcánico, como la Toba Amealco (de 4.7 a 2.2 Ma, datación radiogénica del K-Ar y paleomagnetismo). En la sección sur, se identificaron paquetes de rocas metasedimentarias del Cretácico en la base (lo más antiguo), la Toba Amealco, depósitos lacustres pliocenos, y encima de todo, lavas basálticas cuaternarias (0.4 Ma). En ambas secciones se encontraron las ignimbritas de la Caldera Amealco que sirven de horizonte índice.

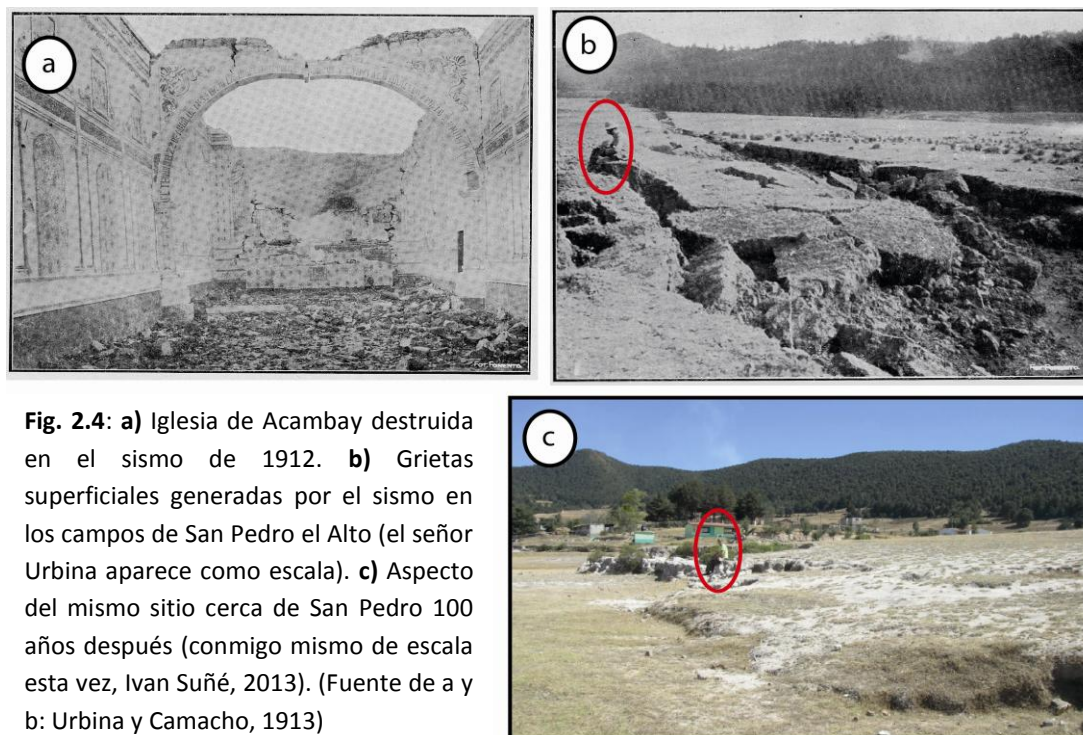
El río Lerma representa el drenaje principal a lo largo del graben (**figura 2.3**), y pequeños afluentes drenan de manera perpendicular a los frentes montañosos (Ramírez-Herrera, 1997). La sedimentación del graben es del tipo fluviolacustre con sedimentos de talud al pie de los escarpes de falla (Szyndkaruk et al., 2004). Hay evidencias de sedimentación lacustre a lo largo del graben, distribuida en pequeñas cuencas delimitadas por cordilleras volcánicas o barreras tectónicas.. Un ejemplo es el valle de Acambay (de 90km²), conocido como el valle de los espejos debido a que estaba lleno de agua hace tan solo algunas décadas. En este valle, se encuentran las sismitas de Tierras Blancas descritas por Rodríguez-Pascua et al., (2010), interpretadas a partir de unos sedimentos lacustres deformados probablemente por eventos sísmicos pasados. En estos niveles intercalados con ceniza de caída se encuentran fósiles de vertebrados de 1.2 Ma (Mercer et al., 2003). Otros valles donde encontramos sedimentos lacustres es en la cuenca de Huapango (en la zona oriental externa del graben y de edad Pleistocena), el valle de San Pedro el alto (lago intracraterico del volcán Temascalcingo) y en el valle de Toxi (Langridge et al., 2000).

2.2.1. Sismicidad del graben de Acambay

En el mapa de la **figura 2.3** se indica la sismicidad instrumental registrada a lo largo del graben desde el año 1987 hasta la actualidad (datos disponibles en www.ssn.unam.mx, el Servicio Sismológico Nacional de México), donde además se incluyen los sismos mayores del 1912 y el de 1979. El graben de Acambay tiene una tasa de apertura 0.25 mm / año, con una sismicidad considerada como moderada (Suter et al., 2001).

El 19 de Noviembre de 1912 se produjo el único terremoto histórico con ruptura superficial del graben de Acambay. Fue un sismo catastrófico, con una magnitud aproximada de 7 ($M_w \sim 7$). El epicentro estuvo cercano a la población de Acambay (zona oriental y dentro del área de nuestro estudio), con una intensidad Mercalli que alcanzó hasta grado X en varios lugares del graben, provocando la muerte a 161

personas y la destrucción total o parcial de varios pueblos de la zona (Urbina y Camacho, 1913) (**Fig. 2.4**).



En 1979, se produjo una serie de 90 eventos sísmicos en la zona oeste del graben, ocurriendo el terremoto principal el 22 de Febrero de 1979, con una M_w de 5.3 y el epicentro cercano al municipio de Maravatio (Astiz, 1980; Suter et al., 1996). Tuvo un mecanismo focal con uno de los planos nodales con un rumbo N80W y buzamiento de 66, correspondiente a una falla normal con un componente lateral izquierdo (Astiz, 1980).

El último sismo que se sintió en el graben de Acambay, fue el del 15 de marzo de 2013, con epicentro situado a 26 km al Noroeste de Maravatio (estado de Michoacán), profundidad de 10 km y $M_b = 3.7$ (fuente: www.snn.unam.mx). Este evento, aunque fue menor, se llegó a sentir en ciudades alejadas al epicentro como Temascalcingo (localizada a unos 20 km de distancia al epicentro).

2.2.2. Zona occidental del graben de Acambay

La zona oeste del graben está delimitada por la falla Venta de Bravo al sur, y por la falla Epitacio Huerta al norte (**Fig.2.3**). Epitacio Huerta tiene una orientación general ESE-WNW buzando hacia el sur. En su tramo central está cortando el anillo de la caldera de Amealco. En su extremo oeste, cambia su orientación gradualmente hasta perderse su expresión morfológica al intersectar con el sistema de fallas Taxco-San Miguel, de

orientación NNW-SSE (**figura 2.2**). Al Este, la falla Epitacio Huerta está separada de la falla Acambay-Tixmadejé por una zona de 8 km de longitud afectada por varias fallas normales que buzan al norte, formando una zona de transferencia o “*stepover*” (Langridge et al., 2013).

La falla Epitacio Huerta podría haber dejado de ser activa desde hace 2.2 – 2.5 Ma, y nos lo indica la datación de un pequeño cono volcánico situado en el centro de la caldera de Amealco. Este cono andesítico, conocido como el volcán Comal, se sitúa justo sobre la traza de la falla Epitacio Huerta y no está afectado por ésta (Aguirre-Díaz et al., 1999). Hasta el momento no se han realizado estudios paleosismológicos en esta falla.

La falla Venta de Bravo conforma el borde sur del graben de Acambay en su parte occidental, buzando hacia el norte, esta falla de unos 45 km de longitud, mantiene una orientación general E-W (**Fig. 2.3**). Esta falla normal tiene una componente lateral izquierda y una tasa de desplazamiento de 0.04 mm/año (Suter et al., 1995; 2001). Estos datos son consistentes con el mecanismo focal del terremoto de Maravatio de 1979 (Astiz-Delgado, 1980). Rasgos geomorfológicos indican que la mayor actividad de esta falla se encuentra en su parte central, cerca del volcán San Miguel el Alto, donde los escarpes de falla llegan a alcanzar los 300 m de altitud (Ramírez-Herrera et al., 1994). Recientes estudios paleosismológicos realizados sobre la traza de la falla Venta de Bravo, han desvelado que se han producido de 7-8 eventos sísmicos prehistóricos con ruptura superficial en los últimos 40.000 años, con un periodo de recurrencia estimado de ~ 5.000 años (Ortuño et al., 2012; Lacan et al., 2013 - b).

Entre estas dos fallas limítrofes del graben (f. Venta de Bravo y f. Epitacio Huerta), se encuentra el sistema de fallas de Tepuxtepec, un sistema de varias fallas que cortan la zona central del graben en su sector occidental (**Fig. 2.3**). Este sistema de fallas que afecta edificios volcánicos como el volcán Altamirano o la Sierra de Puruagua, y superficies aluviales del valle del río Lerma, tiene un rol importante en la actividad tectónica del graben de Acambay. En una campaña de trincheras paleosismológicas realizadas en la falla de Tepuxtepec (cerca de la presa hidroeléctrica), se reconocieron dos paleoterremotos ocurridos durante el Pleistoceno superior-Holoceno (Corominas 2011; Ortuño et al., 2012).

2.2.3. Zona oriental del graben de Acambay

En la zona oriental del graben, también son tres los sistemas de fallas E-W que definen el graben de Acambay: 1) la falla Acambay – Tixmadejé, que limita la cuenca al norte, 2) el sistema de fallas centrales de Temascalcingo, y 3) la falla Pastores, que bordea la cuenca al sur (Suter et al., 1991; 2005).

El epicentro del terremoto de Acambay de 1912 se localizó dentro de esta zona oriental del graben, y aunque el sismo se pudo sentir a lo largo de todo el valle, solamente provocó rupturas superficiales cosísmicas en la parte Este del graben de Acambay (**figura 2.5**). El mismo terremoto originó grietas a lo largo de los tres sistemas de fallas del graben. Desde una perspectiva estructural, ese hecho sugiere la posibilidad de que las fallas del graben de Acambay tengan algún tipo de conectividad en profundidad (Lacan, 2013).

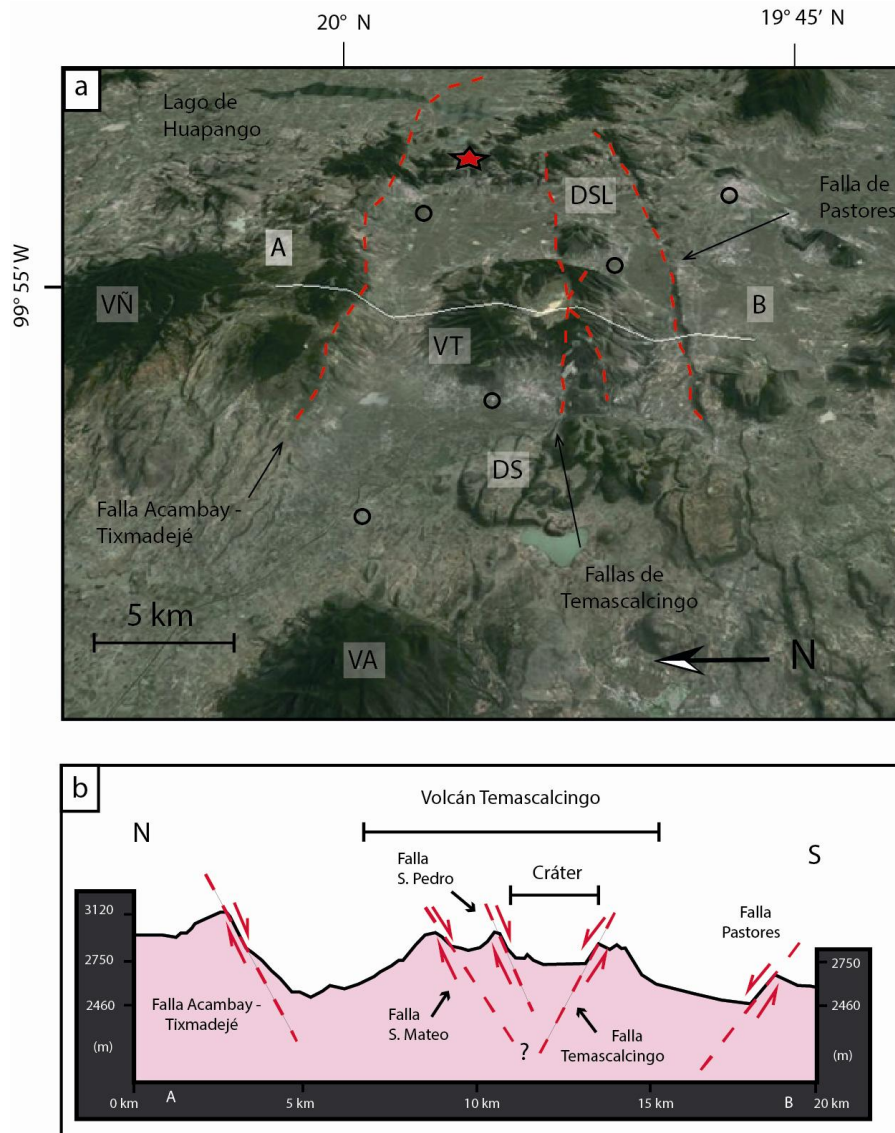


Fig. 2.5: **a)** Imagen de Google Earth del sector oriental del graben de Acambay, donde se ven: 1) los edificios volcánicos como son los volcanes Temascalcingo (VT), Altamirano (VA) y Nádó (VN); y los domos de Solís (DS) y de Santa Lucia (DSL). También se ilustran las grietas que se formaron en los tres sistemas de fallas durante el sismo de 1912 (línea roja discontinua) y su epicentro (estrella roja). Los círculos destacan las zonas urbanas principales. **b)** Perfil topográfico de orientación N-S transversal al graben de Acambay (en su sector oriental). En este perfil (traza A-B dibujada en el mapa a), podemos apreciar los escarpes que forman las fallas limítrofes del graben (Pastores al Sur y Acambay-Tixmadejé al norte), así como el relieve que adquiere el volcán Temascalcingo al ser desplazado por las fallas intra-graben (las cuales podrían conectarse entre sí en profundidad).

- 1) La falla Acambay – Tixmadejé (límite norte del graben) con orientación E – W y buzamiento hacia el sur, llega a formar escarpes de hasta 500 metros en rocas volcánicas neógenas (Sanchez-Rubio, 1984; Suter et al., 1992; 1995; Aguirre-Díaz 1993, 1995). Esta falla normal, con dirección de extensión NNE, y una pequeña componente lateral izquierda (Langridge et al., 2000), fue la principal fuente sismogénica del terremoto de Acambay de 1912, demostrado por: 1) la continuidad en las grietas superficiales a lo largo de los casi 42 km de la traza de falla, 2) la concentración de los daños producidos cerca de esta falla (destrucción prácticamente total de los pueblos de Acambay y de Tixmadejé), y 3) la localización del epicentro (Urbina y Camacho, 1913; Langridge et al., 2000). Reconocimientos de campo post-seísmicos realizados por Urbina y Camacho (2013), concretaron que las rupturas superficiales en esta falla llegaron a producir desplazamientos verticales mayores a 0.50 metros.
Estudios paleosismológicos realizados por Langridge et al., (2000) a lo largo de la falla Acambay – Tixmadejé permitieron estimar algunos parámetros clave como son la tasa de deslizamiento (0.17 mm/año) y el desplazamiento vertical medio por evento (0.60 m). Varios paleoterremotos ocurridos durante el Pleistoceno y el Holoceno fueron datados, lo que permitió estimar un periodo de recurrencia para eventos mayores de 3600 años.
- 2) El sistema de fallas centrales de Temascalcingo, como es el foco de este estudio, se discutirá más adelante en detalle. Como introducción, podemos decir que entre las fallas intra-graben que afectan el volcán Temascalcingo se encuentran la falla San Mateo, la falla San Pedro y la falla Temascalcingo. Según Urbina y Camacho (1913), estas fallas provocaron desplazamientos verticales cosísmicos durante el terremoto de Acambay de 1912 de hasta 0.30 metros . En esta zona interna del graben se encuentran emplazadas otras estructuras volcánicas a parte de los volcanes Temascalcingo y Altamirano, como son los Domos de Solís y el Domo Santa Lucia, igualmente afectados por las fallas del sistema central. La reciente campaña de trincheras realizada por Velazquez – Bucio et al. (2012), en la falla Temascalcingo, en su paso por los sedimentos de San Pedro el Alto, permitió identificar eventos sísmicos mediante estructuras secundarias como licuefacción, deformación e intrusión de material sedimentario. En otra campaña realizada por Ortuño et al. (2010), en el extremo oeste de la falla Temascalcingo (entre los domos de Solís y el volcán Altamirano, **Fig. 2.3.**), se identificaron 4 eventos paleosísmicos ocurridos durante los últimos 20.000 años.
- 3) La falla Pastores (límite sur del graben) se extiende a lo largo de más de 30 km y se caracteriza por una traza muy rectilínea, con una terminación tipo “cola de caballo” al Oeste, donde la actividad se transfiere hacia la falla Venta de Bravo en un “left-step over” (Ortuño et al., 2012). El sismo de 1912 provocó dislocaciones del terreno de hasta 0.50 m en un tramo de 20 km de esta falla (Urbina y

Camacho, 1913). Es una falla normal que buza hacia el norte ($45-70^\circ$) con una pequeña componente lateral izquierda en su movimiento (Suter et al., 2001). En la parte central y cerca de la localidad de Pastores, la actividad de la falla ha formado un escarpe de más de 230 m afectando a flujos de lava andesíticos (Ramírez-Herrera et al., 1994). En esta zona (valle de Toxi), se han identificado sedimentos lacustres cubriendo el bloque hundido con un buzamiento de 7° hacia el sur, lo que implica una rotación significativa del bloque (Suter et al., 1992). Hacia el Este, donde el río Lerma cruza la falla, se encuentran las lavas máficas del campo volcánico de Atlacomulco, desplazadas verticalmente 15 m en los últimos 400 ka, lo que supone una tasa de deslizamiento = 0.04 mm/año (Suter et al., 1995).

Estudios paleosismológicos realizados en ésta falla, muestran evidencias de al menos tres eventos paleosismológicos con ruptura superficial entre el Pleistoceno y el Holoceno (últimos 36 ka), con desplazamientos verticales medios de 0.30 m (con el máximo en 0.50 m), una tasa de deslizamiento de 0.03 mm/año y una magnitud máxima estimada de $M_w = 6.8$ (Persaud et al., 2006; Langridge et al., 2013).

2.2.4. Peligros asociados a sismos: caída de bloques, deslizamientos e inundaciones

Las fallas normales que afectan el graben de Acambay generan grandes escarpes que buzan hacia el interior de la depresión tectónica, lo que provoca una inestabilidad gravitacional de los bloques de la falla, y un peligro secundario asociado a los terremotos. Basado en la reconstrucción morfológica de los deslizamientos estudiados, los planos de falla expuestos hacia la pendiente de la montaña, actúan como superficies de deslizamiento. Norini et al. (2010) identificaron dos grandes deslizamientos rotacionales en la falla de Acambay-Tixmadejé, los cuales alcanzan volúmenes de 0.1 km^3 .

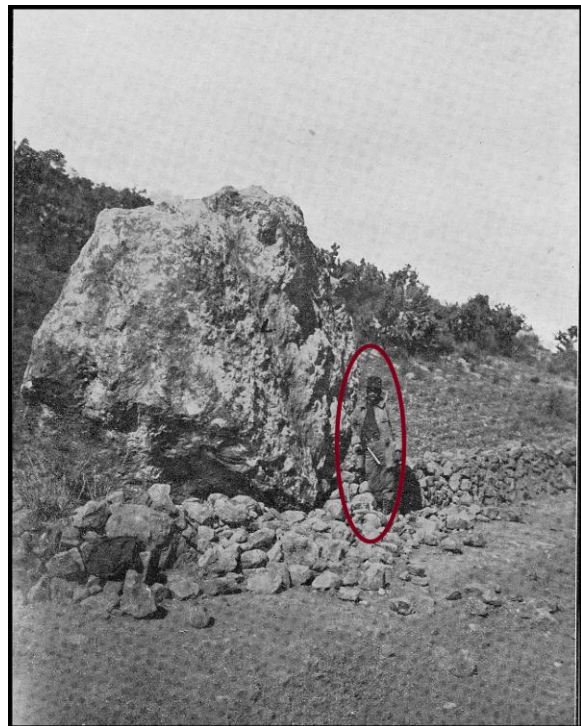


Fig. 2.6: Bloque caído desde el escarpe de la falla Temascalcingo (un hombre sirve como escala para apreciar la dimensión de la roca). Fuente: Urbina y Camacho, 2013

Después del sismo de Acambay de 1912, se encontraron en las cercanías de Acambay, Tixmadejé, Pastores y Temascalcingo, bloques caídos desde los escarpes de falla de hasta 300 m³ de volumen (**Fig. 2.6**) (Urbina y Camacho, 1913).

Desencadenada por un sismo prehistórico o por una erupción volcánica o por ambos factores juntos, se ha reconocido la avalancha de escombros generada por el colapso del flanco Oeste del volcán Temascalcingo y que creó un depósito que cubre un área de hasta 23 km³ (Roldán et al., 2011). Este fenómeno lo trataremos con más detalle en el siguiente apartado sobre el volcán Temascalcingo.

Otro peligro inducido por eventos sísmicos puede ser el de inundaciones. Según Urbina y Camacho (1913), “el terremoto de Acambay desvió el curso del río Lerma, derrumbando un margen del río (formado por barras de arcilla de 2 a 3 m de alto), dejando parte del valle de Solís en grave peligro de ser invadido por las aguas”.

2.3. Volcán Temascalcingo

Las trincheras paleosismológicas excavadas durante éste estudio, se realizaron para estudiar el carácter sismogénico de las fallas que cortan el flanco norte de este volcán, donde su expresión geomorfológica se preserva muy bien.

El volcán Plio-Cuaternario de Temascalcingo (VT) es un estratovolcán de composición félsica que se localiza en el municipio de Temascalcingo de José María Velasco (Estado de México), y está emplazado en la zona hundida del graben de Acambay. La morfología del cono volcánico está muy alterada por la actividad de las fallas del sistema central del graben de Acambay (Roldán et al., 2011), que lo deforman y le reducen la altitud (**Fig. 2.7**). Aun así, llega a los 3100 metros sobre el nivel del mar, creando un relieve positivo de hasta 800 m desde la base, siendo una de las partes más altas de la región. El VT con un diámetro de 11 km, tiene un cráter que mide 2 x 3 km (con su eje mayor orientado E-W), generado por el colapso del techo de la cámara magmática, proceso que formó una caldera volcánica (Roldán et al., 2011). Dentro del cráter se encuentra el pueblo de San Pedro el Alto, que le da el nombre a la caldera. En la cuenca de San Pedro se construyó una presa para irrigar los campos de las zonas bajas de Temascalcingo por medio del lago intra-cratérico de San Pedro (**Fig. 2.7**).

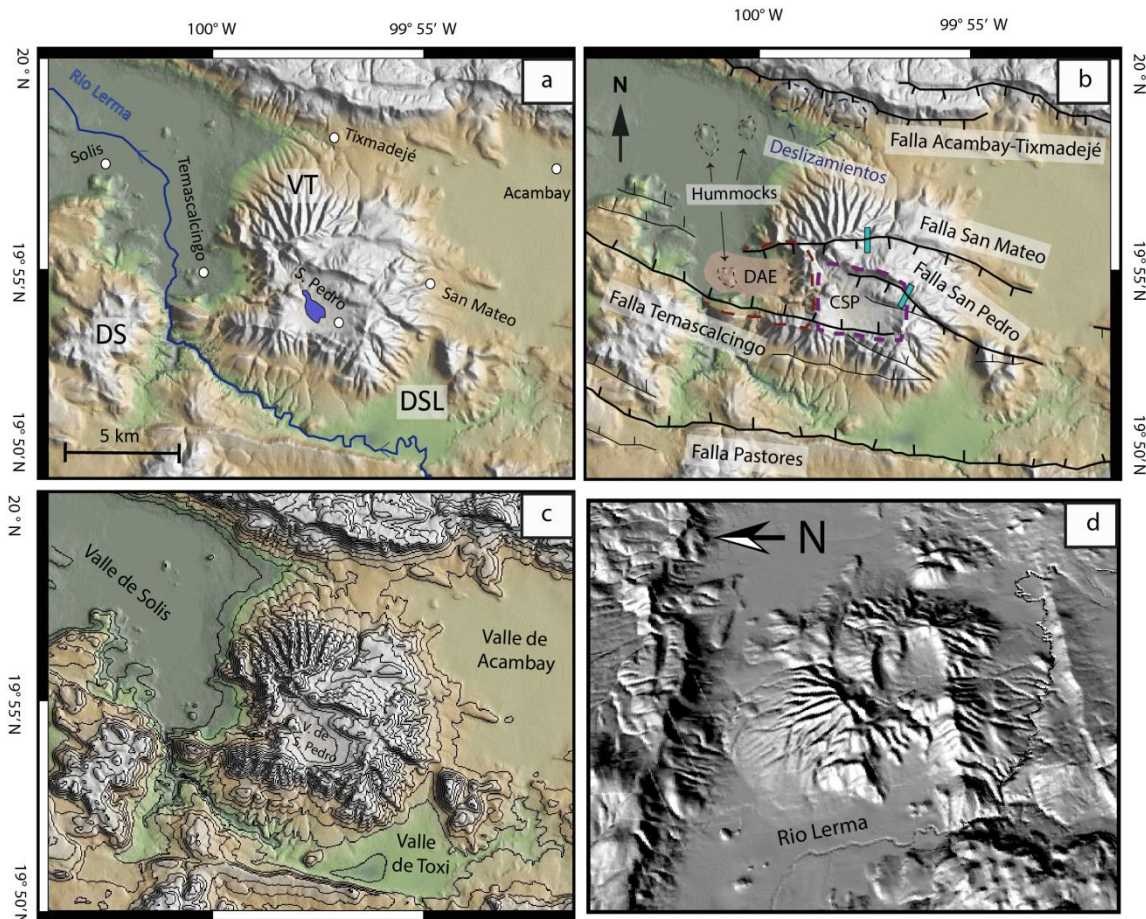


Fig. 2.7: Modelos de elevación digital terrestre (DEM) del sector oriental del graben de Acambay centrados en el volcán Temascalcingo donde se observa su morfología. a) DEM de la zona donde se aprecian las lineaciones estructurales que afectan al volcán Temascalcingo (VT), los Domos de Solís (DS) y el domo Santa Lucia (DSL). También se localizan los principales núcleos urbanos de la zona de estudio, el río y el lago inter-cratérico de San Pedro el Alto. b) En este DEM se ilustran la traza de las principales fallas de la zona, tanto las de los bordes del graben (Pastores y Acambay Tixmadejé), como las del sistema intra-graben que cortan el VT. También se indica la caldera volcánica de San Pedro (CSP, límite topográfico marcado con línea lila discontinua), los depósitos de avalancha de escombros de Temascalcingo (DAE) y la cicatriz que generó en forma de herradura (línea roja discontinua), así como los deslizamientos en la falla Acambay- Tixmadejé y los hummocks, c) DEM con las curvas de nivel topográficas (cada 50 m) donde se indican los valles de la zona. d) Imagen con perspectiva oblicua del volcán vista desde el W.

2.3.1. Estratigrafía del volcán Temascalcingo

El estudio estratigráfico del VT no es uno de los objetivos de este trabajo y no se han publicado muchos trabajos sobre ese tema hasta el momento. A continuación se presentan las cuatro secuencias principales que conforman el volcán Temascalcingo según Roldan et al., (2011):

- 1) Fase efusiva: compuesta de series de lavas andesítico-dacítica, porfírica, ricas en fenocristales de plagioclasa, hornblenda, con escasa biotita y cuarzo, formando lóbulos de lava gruesos, casi como domos tipo colada.
- 2) Fase explosiva: compuesta de varios depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, de composición predominantemente dacítica.
- 3) Fase Caldera: en el clímax explosivo se formó una caldera somital de 3x5 km, la caldera de San Pedro el Alto, asociada a depósitos piroclásticos de caída de pómez (con abundante contenido en líticos y espesores de más de 20 metros en las facies proximales, Roldán y Aguirre, 2006) y a ignimbritas de poco volumen (sin cuantificar todavía). Al interior de la caldera se formó un lago, que fue drenado posteriormente, quedando los depósitos lacustres intercalados con flujos piroclásticos diluidos (oleadas piroclásticas).
- 4) Fase de colapso sectorial: colapso gravitacional del flanco oeste del VT produciendo un depósito de avalancha de escombros del mismo edificio volcánico acompañado de un evento tipo “blast” o erupción dirigida lateralmente (como la del Monte Santa Helena), la cual dejó un depósito de flujo piroclástico rico en bloques de dacita (flujo piroclástico Magdalena, explicado a detalle en el siguiente apartado junto con la avalancha).

Los escasos datos radiométricos y de fósiles disponibles indican una edad de 1.2 Ma para los productos de la caldera. Esto último en base a edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cenizas silíceas intercaladas con sedimentos lacustres con contenido de fósiles de vertebrados reportados por Kowallis et al. (2003- GSA Cordilleran Section Abstracts), en el flanco sur de la caldera.

2.3.2. Depósitos de Avalancha de Temascalcingo y flujo piroclástico Magdalena

Roldán et al. (2011) describieron los depósitos de avalancha de escombros provenientes del colapso gravitacional del flanco Oeste del volcán Temascalcingo. La avalancha, que pudo haber sido desencadenada por un sismo prehistórico, provocó una cicatriz en el VT, un anfiteatro en forma de herradura abierta hacia el occidente. Dentro de este anfiteatro, es donde se encuentra la población de Temascalcingo (**Fig. 2.7**), ciudad que fue construida encima del depósito de avalancha de escombros (DAE).

El DAE es monolitológico, caracterizado por una dacita porfírica gris como único componente, que se presenta desde arena gruesa hasta bloques de hasta 15 m de diámetro. Un elemento característico de este tipo de depósitos de avalancha son los *hummocks* (lomas o colinas formadas por los escombros provenientes de la avalancha), y que en este caso, se identificaron varios de ellos distribuidos por el valle de Temascalcingo, con alturas de hasta 100 m (Roldán et al., 2011).

El depósito de avalancha se puede observar hasta a 6 km de distancia del anfiteatro. A mayor distancia se encuentra cubierto por depósitos fluviales y lacustres, desconociéndose la distancia máxima a la que viajó. El volumen del DAE fue estimado tomando un área ocupada de 23 km² y un espesor medio de 50 m, lo que dio un volumen de 0.8 km³ (Roldán et al., 2011).

Directamente sobre el DAE de Temascalcingo se encuentra un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas proveniente del VT y conocido como Magdalena. El depósito del flujo de bloques y ceniza Magdalena no está soldado, presenta una matriz de ceniza gruesa a lapilli fino de pómez, y contiene algunos clastos menores a 2 cm de pómez blanca con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Es un depósito rico en fragmentos líticos de lava dacítica y escasos líticos de lava máfica, con tamaños desde gravas hasta clastos de 1.60 m. Por la abundancia de líticos y la predominancia de los de composición dacítica porfírica, se interpreto que este flujo de bloques y ceniza es el resultado del colapso de un domo del volcán Temascalcingo (Roldán et al., 2011).

Por encima de este depósito de bloques y ceniza se encuentra directamente una capa de pómez de caída, con un espesor variable de entre 0 y 2 m, pómez blanca y amarilla y con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. En la **figura 2.8** se pueden observar todas estas unidades descritas.

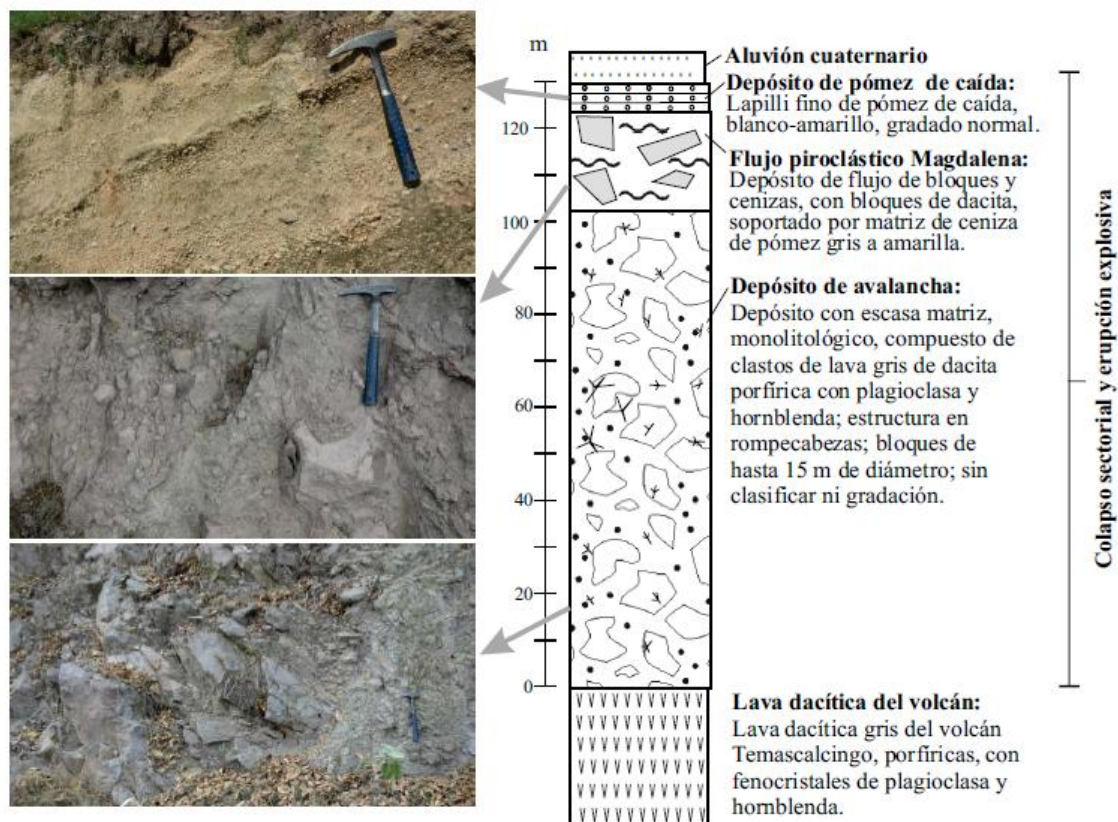


Fig. 2.8: Columna estratigráfica del depósito de avalancha de Temascalcingo y rocas volcánicas asociadas (flujo piroclástico Magdalena y depósitos de pómez de caída). Fuente: Roldán et al., 2011.

El contacto continuo, sin paleosuelos, sugiere que tanto este flujo piroclástico, como el depósito de avalancha y la pómez de caída se acumularon rápidamente y manera secuencial. Esta estratificación se podría explicar por medio de una erupción volcánica acompañando el sismo disparador de la avalancha (**Fig. 2.9**), de la siguiente manera (Roldán et al., 2011):

- Fase 1: Condiciones estables del volcán con una cámara activa en un entorno tectónico con fallas activas del sistema central del graben de Acambay.
- Fase 2: Intrusión de magma y el desarrollo de un domo causan sobrepresión del sistema, deformación e inestabilidad del volcán en su flanco oeste.
- Fase 3: Un sismo dispara el colapso, produciendo la avalancha de escombros.
- Fase 4: El sistema se despresuriza súbitamente, el domo se colapsa lateralmente produciéndose una erupción explosiva que forma un flujo de bloques y cenizas y una columna que da lugar a una lluvia de ceniza y lapilli.

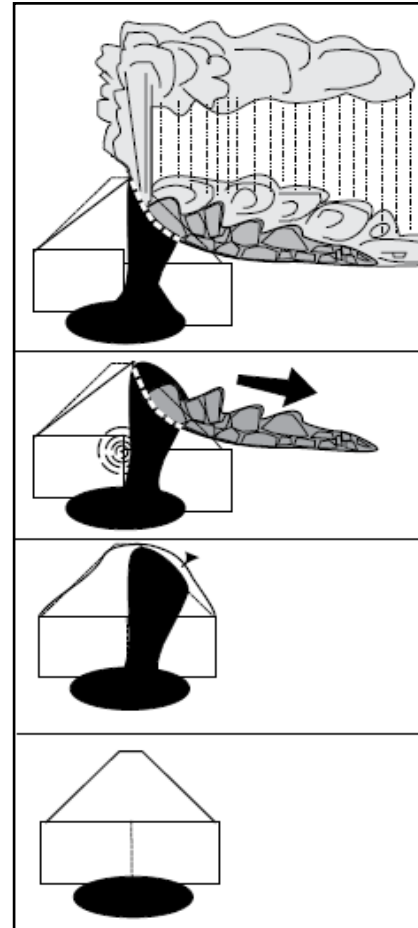


Fig. 2.9 (derecha): Modelo esquemático de la evolución de la DAE de Temascalcingo y erupción explosiva que le siguió, de la fase 1 (abajo) a la fase 4 (arriba). Fuente: Roldán et al., 2011.

2.3.3. Otros cuerpos volcánicos cercanos: Domos de Solís y de Santa Lucía

Al oeste del VT y justo después de cruzar el río Lerma, se encuentra el complejo de domos de Solís (**figura 2.3**), de tipo lobular, con cimas planas y bordes escarpados, de composición dacítica (Roldán et al., 2011). Al este del volcán, y ocupando la parte central del graben de Acambay, se observa el domo Santa Lucía de composición riolítica, y que presenta también un colapso sectorial hacia el oriente, con una avalancha de escombros que deformó depósitos lacustres cuaternarios (Roldán et al., 2011).

2.4. Conclusión:

Las fallas seleccionadas para este trabajo neotectónico y paleosismológico, se encuentran en la zona central/hundida del graben de Acambay (en su sector oriental), y cortando volcanes como el Temascalcingo, donde se han formado escarpes de decenas de metros y donde ha quedado muy bien preservada la señal geomorfológica de la falla.

El graben de Acambay es una cuenca tectónica activa situada en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), formada por la extensión de tras-arco en la placa Norte-Americana. Este graben de orientación general W-E, empezó a abrirse en el Plioceno (después de los 4,7 Ma que tiene la toba Amealco, y antes de los 2,2 Ma del volcán El Comal) y provocó su último terremoto destructivo en 1912, con epicentro cercano a Acambay (Estado de México).

Debido al peligro sísmico al que se ve expuesta esta zona, se están realizando estudios neotectónicos y paleosismológicos sistemáticos, con el objetivo de averiguar el carácter sismogénico de sus fallas.

3. ESTUDIO GEOMORFOLOGICO Y ESTRUCTURAL

Con la elaboración de un estudio Neotectónico se pretende identificar y caracterizar las principales fallas potencialmente activas que afectan una zona determinada. Para determinar el carácter sismogénico de las fallas en cuestión, se tienen que identificar indicios morfológicos de actividad neotectónica, y cartografiar los segmentos de falla potencialmente activos. Para ello, debemos integrar las técnicas de trabajo de otras ramas científicas, tales como la Geomorfología, Estratigrafía – Sedimentología, Cartografía, Geofísica, Teledetección, Geología Estructural e Hidrogeología.

El análisis de la geomorfología de un terreno aporta datos acerca de la longitud de las fallas y del desplazamiento acumulado en estas estructuras. En Neotectónica, es sumamente importante tener un buen conocimiento de la geomorfología de la zona de estudio, ya que buena parte de las formas del relieve actual están siendo condicionadas por movimientos tectónicos recientes.

En este capítulo se presenta el análisis geomorfológico llevado a cabo en el graben de Acambay, tanto a escala regional como local: en el apartado 3.1 se muestra como resultado de este análisis, un mapa geomorfológico del sector oriental del graben de Acambay centrado en el volcán Temascalcingo, y verificado por descripciones de afloramientos realizados durante trabajo de campo. En el apartado 3.2 se expone el trabajo geomorfológico de detalle, realizado sobre la falla San Mateo, en donde se ubicó la trinchera paleosismológica que se presentara en el próximo capítulo 4.

3.1. Geomorfología y estructura regional: sector oriental del graben de Acambay

El análisis geomorfológico y estructural de la zona se realizó mediante fotointerpretación a partir de fotos aéreas de la zona (series de 20A R-1 7-2 a 20A R-1 10-2, vuelo del año 1983 y escala 1:37.000), procesamiento e interpretación de Modelos Digitales de Elevación (DEM con una resolución de 30 x 30 m, descargado de www.inegi.org.mx, el sitio web del Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México, *INEGI*), imágenes de satélite (de Google Earth) y trabajo de campo.

El procesamiento de imágenes satelitales aporta una visión del terreno en 3D, lo que ofrece una perspectiva a 90 m de resolución por pixel del relieve topográfico y permite apreciar alienaciones y fracturas que en ocasiones pasan desapercibidas en el campo. El DEM sombreado de **la figura 3.1** muestra la parte oriental del graben de Acambay, objeto de este estudio. En este mapa, se observan los principales rasgos morfológicos de actividad neotectónica, como son: los lineamientos estructurales, los escarpes de falla, las facetas triangulares y trapezoidales, los lomos alienados, las depresiones cerradas, etc.

La geomorfología de este sector del graben de Acambay, está condicionada por las fallas principales que delimitan la cuenca tectónica. La actividad de estas fallas de orientación W-E, hunde el bloque superior creando escarpes de más de 400 metros sobre el piso del graben, quedando separados claramente el altiplano de la depresión a lo largo de estas fallas continuas y rectilíneas (fallas de Pastores y de Acambay-Tixmadejé). En el interior de la cuenca se han ido emplazando varios edificios volcánicos (volcán Temascalcingo, Domos Solís y Domo Santa Lucia). Las fallas intra-graben y el sistema de drenaje, han ido modificando la topografía original, provocando erosión, transporte y sedimentación del material, colmatando la cuenca tectónica. Esta cuenca puede dividirse en cuatro zonas de fono plano, son los conocidos valles de: Acambay, Toxi, Solís y San Pedro.

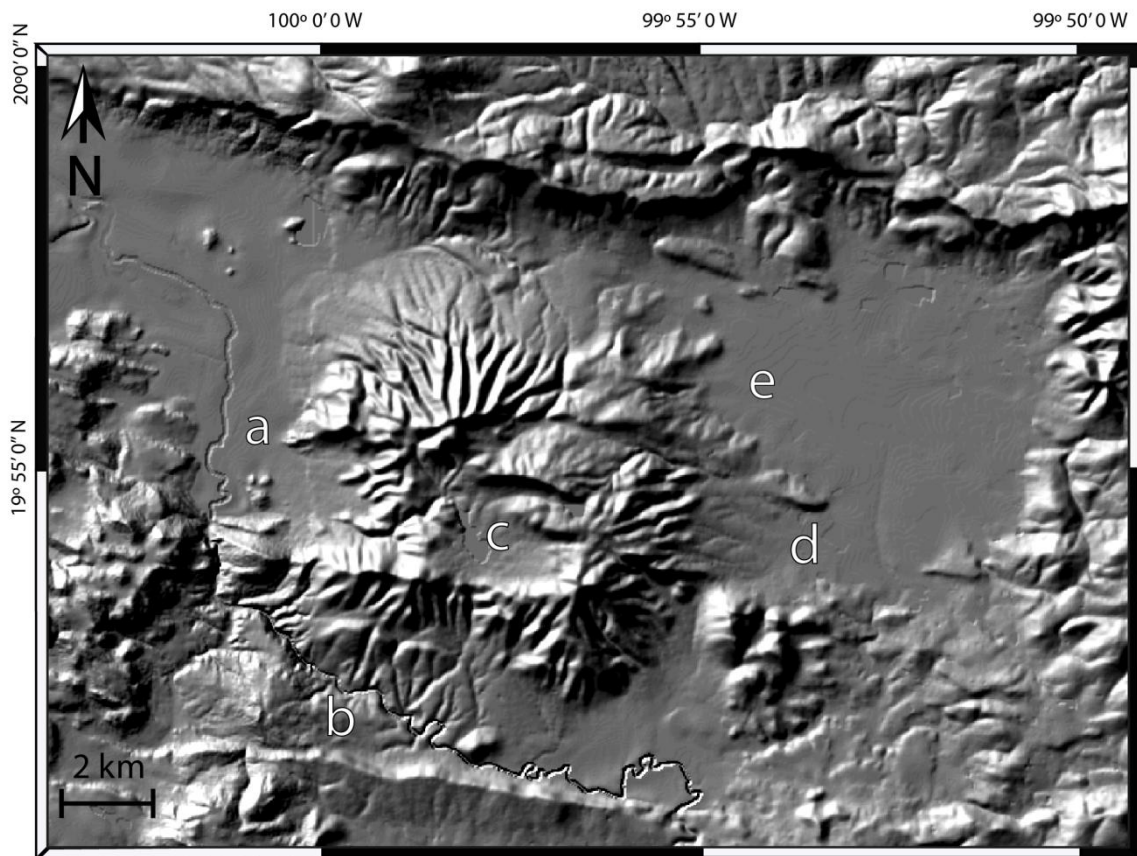


Fig. 3.1: Modelo de Elevación Digital de la zona de estudio (DEM descargado de www.inegi.org.mx), correspondiente al sector oriental del graben de Acambay. Las letras (a-e) representan las regiones en que se ha subdividido la zona para realizar el trabajo geomorfológico y estructural a lo largo del bloque hundido de la cuenca tectónica. (a: Cicatriz de la Avalancha del VT, b: Valle de Toxi, c: caldera de San Pedro, d: Domo Santa Lucia, e: Falla San Mateo).

Con la intención de realizar un análisis geomorfológico y estructural completo de la zona hundida del graben de Acambay, respaldamos el análisis de imágenes de satélite con trabajos de campo. A continuación se presenta el trabajo realizado subdividido en diferentes regiones (**figura 3.1**):

3.1.1. Cicatriz de la Avalancha del VT y Domos de Solís (zona “a” del mapa de la Fig.3.1)

En esta zona se localiza la ciudad de Temascalcingo (**Fig. 3.2.a**), situada al pie del volcán y ocupando la depresión que generó el colapso gravitacional del flanco Oeste del VT, también conocida como el valle de Temascalcingo. La población se encuentra edificada encima de los Depósitos de la Avalancha de Escombros (DAE) que se desprendieron como resultado del colapso regional (Roldan et al., 2011). La foto de la **figura 3.2.b**, muestra la morfología del valle de Temascalcingo, rodeado por la cicatriz en herradura que se produjo por el colapso. En esta foto panorámica, tomada desde la parte alta de los Domos de Solís hacia el Este, también se observa el curso meandriforme que tiene el río Lerma en este tramo, con una orientación general N-S. La mayoría de las casas de la ciudad de Temascalcingo, se ubican en el borde Este del río, rodeando los *hummocks* y ocupando la falda del escarpe de la falla Temascalcingo.

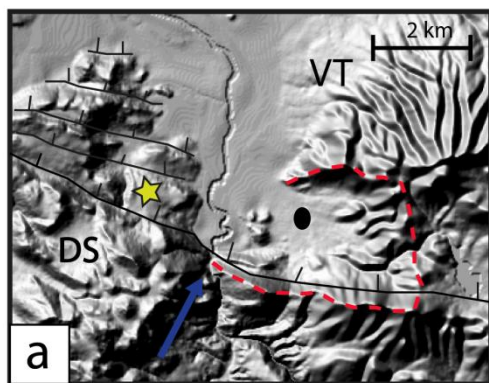
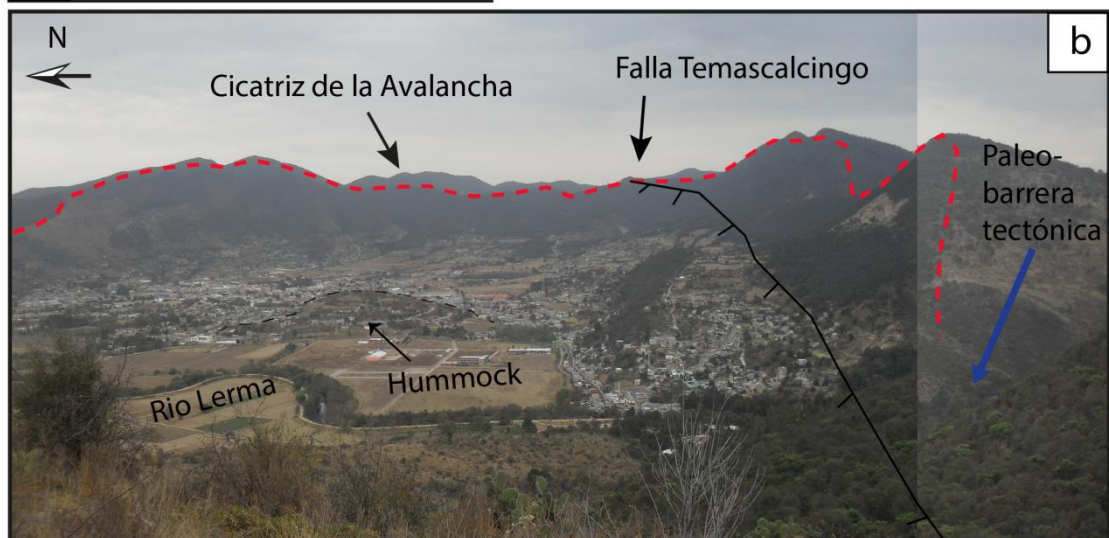


Fig. 3.2: a) DEM del sector oeste del área de estudio (correspondiente a la región “a” de la figura 3.1), donde se observa la morfología de los DS y del flanco oeste del VT. b) foto panorámica de la ciudad de Temascalcingo. La estrella amarilla del DEM representa el punto desde donde se tomó esta foto y donde se localiza el afloramiento de la figura 3.3. El círculo negro muestra la situación de la ciudad de Temascalcingo.



Las flechas azules de la **figura 3.2** (tanto en el DEM como en la foto), indican la localización de una posible paleo-barrera tectónica, que antiguamente podría haber paralizado el flujo normal del río Lerma en algún momento. La obstaculización del drenaje, pudo haber sido provocada por el bloque inferior de la falla Temascalcingo, el cual se pudo haber levantado ligeramente a consecuencia de un evento sísmico pre-histórico producido por esa falla. Ese hipotético escenario, habría detenido el flujo normal del río, provocando la inundación del extremo occidental del valle de Toxi (el valle que queda al sur de la falla Temascalcingo, entre el VT, la falla Pastores y los DS), produciendo un extenso lago. Eso podría explicar la existencia de sedimentos lacustres en la zona, cerca del pueblo de Bombaró (**Fig. 3.4**).

En las mesas escalonadas de los Domos de Solís (DS), se encuentra una cantera donde afloran materiales volcánicos cortados por una serie de fallas normales (**figura 3.3**). Estos depósitos no están cortados por ninguna falla principal con gran desplazamiento vertical como las que generan la morfología en escalonamiento de los DS, sino que se sitúan en la parte central de una de estas plataformas. Estas fallas de orientación W-E como el sistema principal, llegan a desplazar los materiales por más de un metro, formando fallas conjugadas y un graben a escala del afloramiento. Estas fallas parecen cortar los suelos actuales. Los materiales cortados son depósitos estratificados de:

- 1) Ceniza volcánica: de tamaño fino, color marrón claro, pobre en cristales y líticos, y con restos de raíces a techo (posible palosuelo: hiato entre erupciones).
- 2) Pómez de caída: encima de la capa de ceniza y con un contacto discordante (**Fig. 3.3**) se sitúa una secuencia de pómez de caída (amarilla, de tamaño medio, angulosa, con pocos líticos y clasificación normal), con niveles intercalados de capas grises oscuras ricas en líticos finos (alta fragmentación y con poca pómez: podría tratarse de oleadas piroclásticas, indicarían que el conducto volcánico se está destapando).
- 3) Pómez de caída: justo encima y con continuidad, se deposita una capa masiva de pómez angulosa (hasta 2 metros de potencia de material amarillo-anaranjado), tamaño grande (hasta 5 cm) y mal clasificada, clasto soportado, con pocos líticos: podría ser la pómez de caída proveniente de una columna Pliniana generada por el volcán Temascalcingo.
- 4) Suelo actual: de forma discordante y en superficie hay suelos recientes que rellenan fracturas y que parecen deformados por las fallas, lo que indicaría la actividad holocena de estas.

El origen de estas fallas secundarias se podría relacionar al esfuerzo extensional que sufriría la parte central del bloque superior al activarse la falla, si se considera una hipotética geometría lístrica en profundidad. En ese caso, las estructuras observadas pueden corresponder a fallas antitéticas y sintéticas desarrolladas en la charnela de un pliegue tipo “roll-over” (pliegue generado por el movimiento rotacional del bloque superior, Williams y Vann, 1987; **Fig 3.3.g**).

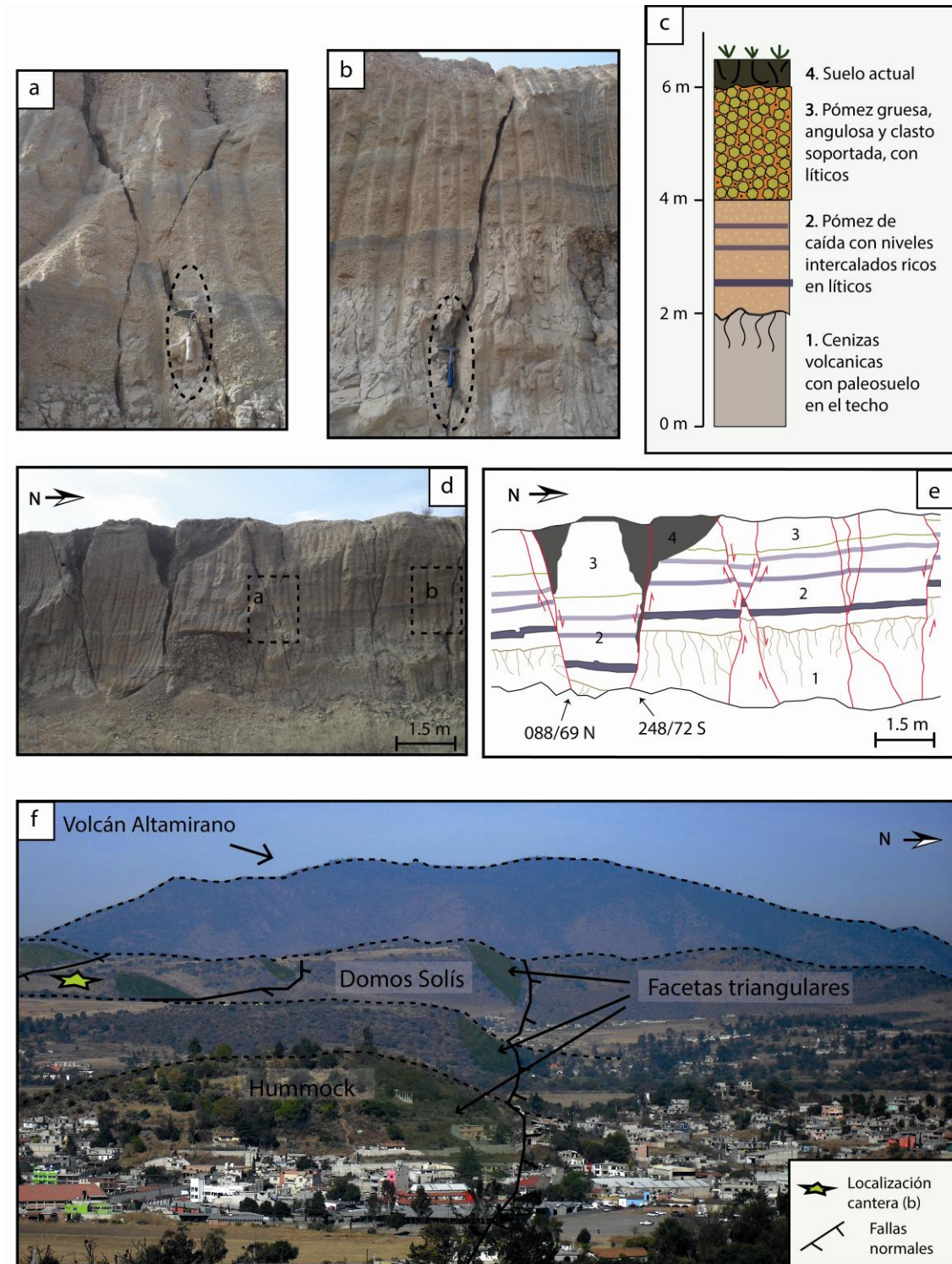


Fig. 3.3: a) Fotografía tomada desde Temascalcingo hacia el Oeste, donde se observa la morfología en mesetas escalonadas de los DS, afectados por fallas activas W-E, en las que se han desarrollado facetas triangulares. b) Cantera donde afloran depósitos volcánicos cortados por fallas normales y c) esquema del afloramiento. d) y e) Detalles ampliados. f) Serie estratigráfica del afloramiento y g) esquema de una falla lístrica (Williams y Vann, 1987).

3.1.2. Valle de Toxi (zona “b” en el mapa de la Fig. 3.1)

En este sub-apartado se exponen las características geomorfológicas y estructurales de la zona meridional del bloque hundido del graben, en el área del valle de Toxi. El valle está limitado al sur por el escarpe de la falla Pastores y al norte por el VT. Es en esta zona por donde el río Lerma se introduce al graben de Acambay, cruzando el valle de Toxi con una orientación general WNW-ESE. Al Este del valle, el terreno es bastante plano y el río crea meandros. En la parte oeste en cambio, es rectilíneo y encajado, creando incluso saltos de agua de hasta 10 metros (cascada de Pastores, Fig. 3.4).

En el DEM de la **figura 3.4** (que corresponde a la ampliación del sector “b” del mapa de la figura 3.1), aparte de observarse el recorrido del río Lerma, se aprecian otros accidentes topográficos como son: un cono cinerítico; abanicos coluviales; el volcán Batán y los escarpes de varias fallas normales que cortan el flanco sur del VT. Una de estas fallas es la de Temascalcingo, la más larga del sistema de fallas centrales del graben, rectilínea y que forma escarpes de más de 300 metros de altura. Esta falla, que según Urbina y Camacho (1913) se movió durante el sismo de Acambay de 1912, se prolonga desde los DS al oeste, afectando los depósitos de la Avalancha de Temascalcingo y el valle de San Pedro, hasta perderse su señal geomorfológica en el flanco este del volcán Temascalcingo.

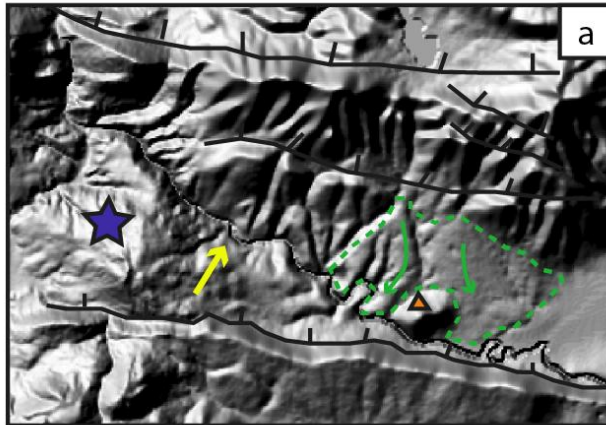
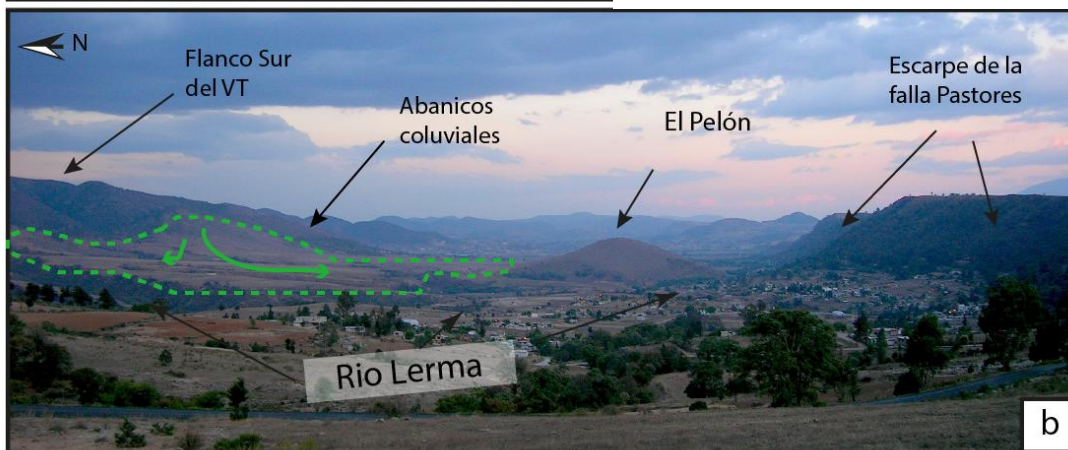


Fig. 3.4: Valle de Toxi. a) DEM de la zona sur del graben de Acambay. Se observa: 1) las fallas que cortan el flanco sur del VT, y la falla Pastores (límite sur del graben); 2) Los abanicos coluviales (línea verde discontinua); 3) el cono cinerítico "El Pelón" (triángulo naranja) y 4) la cascada de pastores (flecha amarilla). b) fotografía panorámica, tomada desde el pueblo de Bombaró, situado encima del volcán "el Batán" (estrella azul).



En la fotografía de la **figura 3.4** tomada desde la parte alta del volcán “ El Batán”, se ve una vista panorámica del valle de Toxi, la zona intra-graben que queda entre el escarpe de Pastores y el flanco sur del VT. En el centro del valle destaca una montaña de color naranja sin vegetación: el cono cinerítico monogenético y cuaternario conocido como “El Pelón”. Este cono queda rodeado al norte por unos abanicos coluviales depositados al pie sur del VT. Una hipótesis que podría explicar el origen del material que forman estos coluviones, podría ser los sedimentos del lago intra-cratérico del VT, transportados ladera abajo después de una posible ruptura del embalse natural (por la acción de fallas: flecha roja en el DEM de la **figura 3.4**).

3.1.3. Caldera de San Pedro el Alto (CSPA, zona “c” en el mapa de la Fig. 3.1)

En la cima del volcán Temascalcingo (VT), se ha formado una caldera volcánica por el colapso del techo de la cámara magmática (Roldán et al, 2011). Con unas dimensiones de 2 x 3 km, el cráter calderico del VT tiene una forma rectangular (con el eje mayor W-E), donde se localiza el pueblo de San Pedro el Alto y un lago (mapa 1 de la figura 3.1.3). Los bordes norte y sur de la caldera coinciden con las fallas Temascalcingo y San Pedro respectivamente, formando grandes escarpes (que alcanzan más de 100 m de altura en algunos puntos).

En una cantera observamos el afloramiento de la **foto 2, figura 3.5** (localización: punto b en el DEM de la misma figura). El material es una roca volcánica de composición andesítica con una textura en lajas y plegada (fracturación formada mecánicamente durante la extrusión de la lava semi-fría). Por su morfología, estructura y situación geográfica (alineado con el anillo de la caldera), podría ser un domo emplazado durante las últimas fases de formación de la CSPA.

En la **figura 3.5.d**, se ve una cantera de material afectado por una falla normal. El material del bloque inferior de la falla es un aglomerado volcánico, estratificado, con clastos angulosos negros (algunos más rojizos por oxidación), de hasta 10 cm de diámetro, de composición basáltica y que podría corresponder al depósito de un cono cinerítico. El material superior es una brecha volcánica, de composición dacítica. La falla tiene una orientación 254/62 NW, con un pitch de 82° hacia el W, lo que indica una pequeña componente lateral izquierda (orientación que coincide con la del borde de la caldera en ese tramo, dibujada en el DEM de la **Fig. 3.5.a**).

En el borde W de la caldera, encontramos otro afloramiento con materiales volcánicos cortados por fallas normales (**Fig. 3.5.c**). La orientación de este plano de falla es de 052/74 SE. Las fallas que cortan estos dos últimos afloramientos descritos (afloramientos de las fotos c y d, y ubicados en los puntos c y d del DEM de la **Fig. 3.5**), podrían estar relacionadas con la formación de la caldera, ya que sus orientaciones son diferentes a la tendencia general E-W.

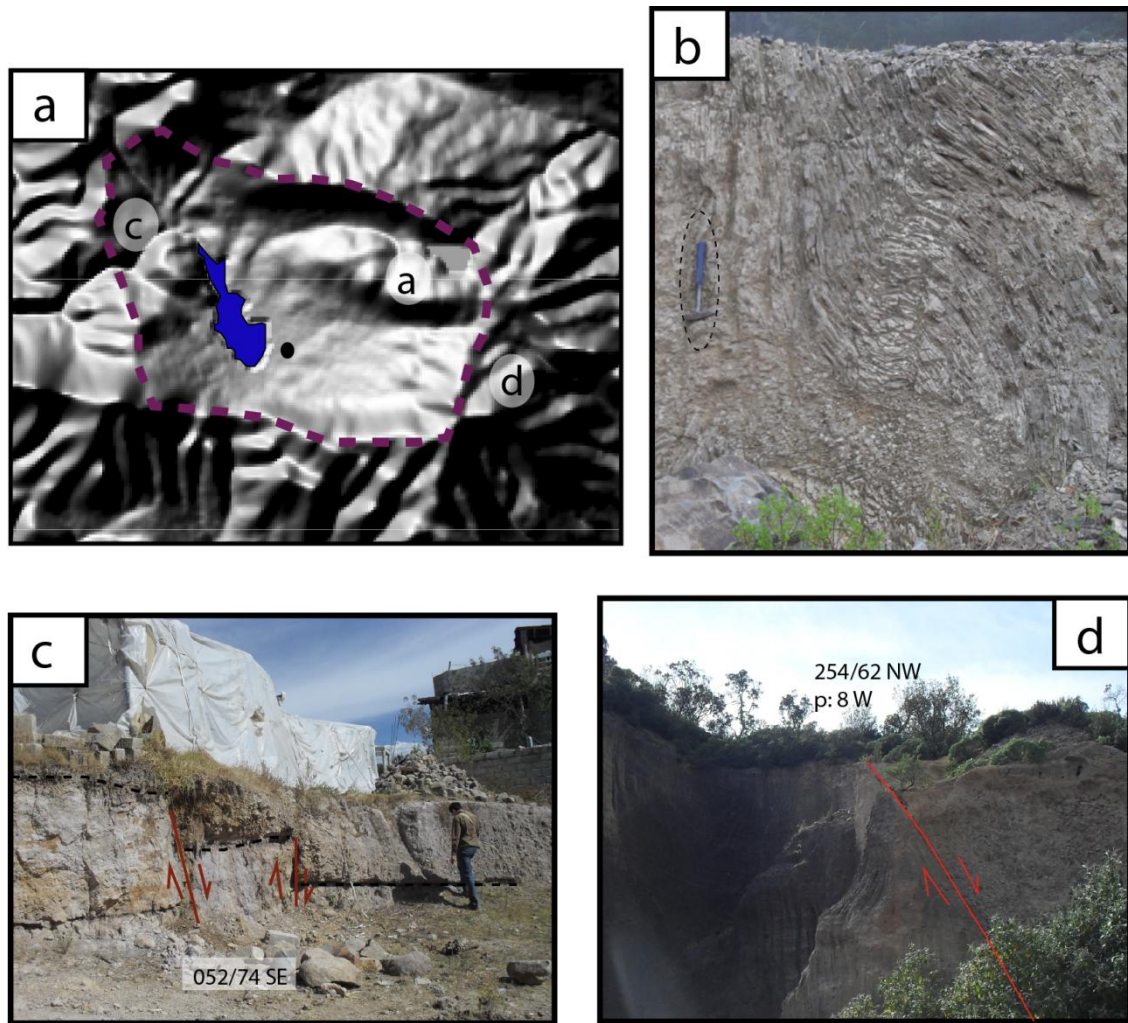


Fig. 3.5: **a)** DEM del cráter del VT (situado en el centro del graben de Acambay, correspondiente a la región “c” del mapa 3.1), donde se marca el borde de la caldera volcánica (línea discontinua de color lila), el lago y la población de San Pedro el Alto (representada por el punto negro). También se sitúa la localización de los afloramientos b, c y d de esta misma figura. Foto **b)** afloramiento de un domo intra-calderico de andesita foliada (martillo de escala), **c)** y **d)** afloramientos de materiales volcánicos cortados por las fallas del borde de la caldera.

3.1.4. Domo Santa Lucía (DSL, zona “d” en el mapa de la Fig.3.1):

El DSL es un complejo volcánico de composición riolítica situado al este del volcán Temascalcingo (**Fig. 3.6.a**). Este domo, que destaca por su altura (más de 300 metros desde su base), sirve como barrera natural entre el valle de Acambay y el de Toxi. Al igual que sucede con el VT, la morfología del DSL está fuertemente condicionada por las fallas que lo cortan. La acción de estas fallas o la actividad volcánica podrían haber provocado un colapso regional del DSL en su sector SE (Roldán et al., 2011). Ese movimiento de masa podría ser una explicación alternativa del el origen de la deformación que afecta los materiales lacustres de Tierras Blancas (al este del DSL),

interpretada como tectónica por Rodríguez-Pascua et al. (2010). Los bloques de la avalancha habrían empujado estos sedimentos húmedos en forma de “buldozer”, provocando su plegamiento.

Una de las fallas que deforma el DSL es la falla San Pedro. Esta falla, con una longitud mayor a 10 km, deforma también el edificio del VT por el oeste. La señal geomorfológica de la falla San Pedro se pierde al este del DSL, por debajo de los sedimentos lacustres de la provincia de Tierras Blancas (la línea verde dibujada en el DEM de la **Fig. 3.6**, representa la traza de la falla San Pedro). En las **fotografías “b” y “e” de la figura 3.6**, se muestran afloramientos por donde pasa la falla San Pedro.

La construcción de la autopista Acambay - Atlacomulco, descubrió una pared de más de 8 metros (**Fig.3.6.e**), donde aflora un sistema de fallas conectadas en profundidad. Estas fallas forman una estructura en flor invertida. La falla principal de este sistema es normal, y es la única que buza hacia el sur. Tiene una dirección de 316/62SE: es la falla San Pedro. Esta falla, y sus antitéticas (que se conectan en profundidad a la falla principal), acumulan varios metros de desplazamiento y incluso parecen estar cortando los suelos actuales. Estrías medidas en el plano de la falla San Pedro, indican una componente lateral izquierda moderada (pitch de 78° SE). Ese movimiento lateral provoca un esfuerzo compresivo en el centro del sistema, lo que explica el carácter inverso de las fallas antitéticas situadas en el centro de la estructura en flor.

En la **figura 3.6.d**. vemos la misma falla, cortando en esta ocasión un cono cinerítico, donde se abrió una cantera para explotar el material (no se ven horizontes guía para estimar su desplazamiento, los arboles nos sirven de escala).

A diferencia de lo que ocurre con la traza de la falla San Pedro, la señal geomorfológica de la falla Temascalcingo (que forma entre otro el borde sur de la caldera del VT) se pierde en el flanco Este del volcán. Sin embargo, el reporte de Urbina y Camacho (1913) sobre el terremoto de Acambay de hace 100 años, explica que: *“la falla generó una grieta que empieza dentro de la ciudad de Temascalcingo, faldea el lado Norte del cerro de la Santa Cruz y el de Xelles, entra al valle de San Pedro el Alto y toma después la ladera del cerro El Aguaje, para continuar con su dirección general hacia el Oriente, pasando por la barrera montañosa que separa el valle de Acambay del de Toxi (esta barrera vendría a ser el domo Santa Lucia), y se alarga también de Este a Oeste”* (trazo marcado con la línea roja en el DEM y en la imagen a de la **Fig. 3.6**). Los cerros de la “Santa Cruz” y el de “El Aguaje” están marcados con estrellas de colores lila y verde respectivamente en la **imagen “a” de la figura 3.6**, una vista en 3D donde se puede apreciar la alineación que existe entre el escarpe formado por la falla Temascalcingo en el volcán y el escarpe del flanco norte del DSL, creado por esta misma falla.

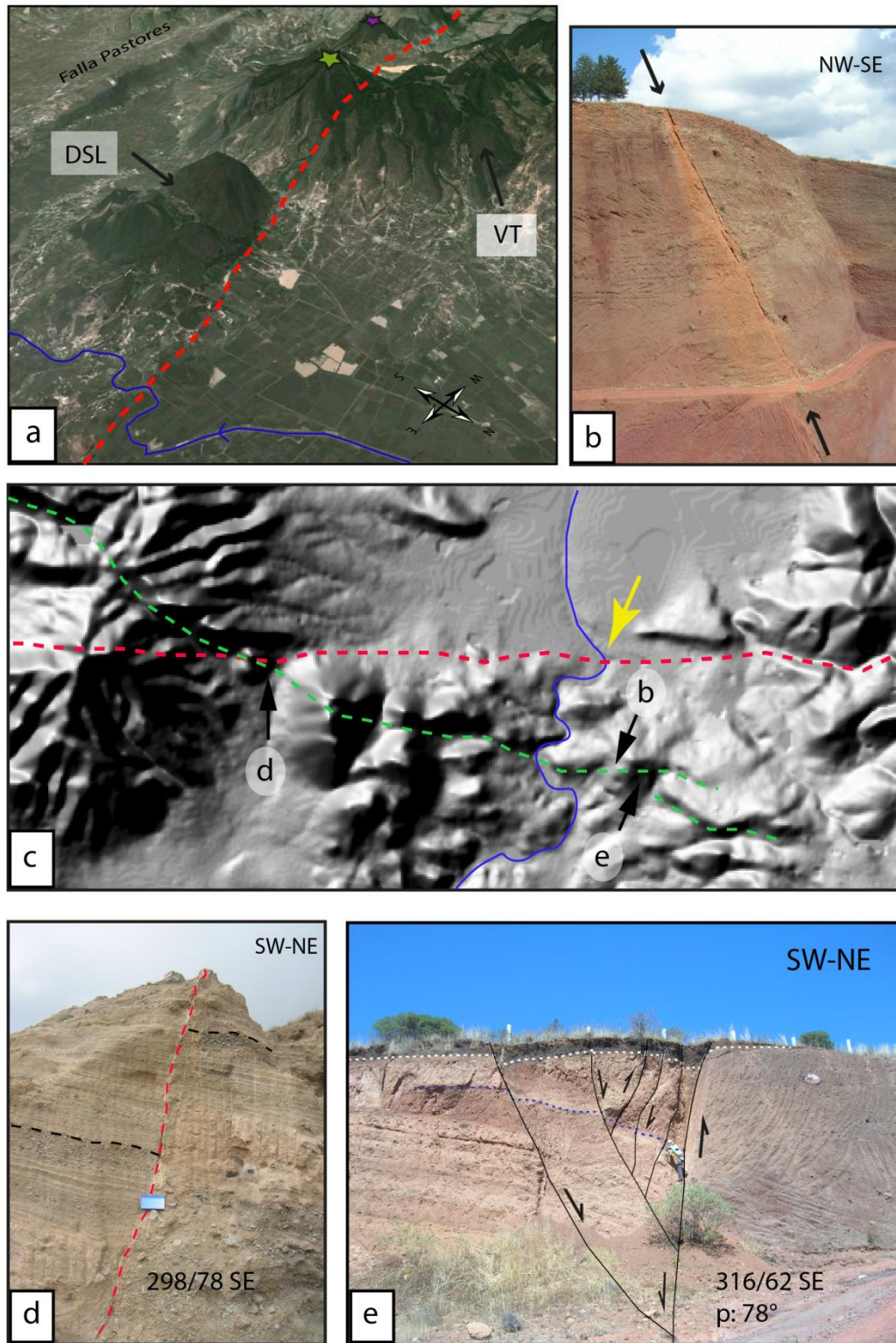


Fig. 3.6: **a)** Imagen 3D (Google Earth) donde se ve la alineación de la falla Temascalcingo al cruzar el VT y el DSL, **b)** Falla San Pedro en una cantera, **c)** Mapa con el DEM de la zona sur-este de la zona de estudio (correspondiente con la zona “d” del mapa de la figura 3.1), centrado en el domo Santa Lucia (DSL). En este mapa se representa la traza de las fallas San Pedro (línea verde discontinua), la falla Temascalcingo (línea roja disc.), el río Lerma (línea azul) y la barrera tectónica que provoca la acción de las fallas (flecha amarilla), además se localizan los afloramientos descritos, **d)** Afloramiento de la falla San Pedro en el pequeño cono cinerítico ubicado en el valle de Santa Lucia y **e)** Falla San Pedro formando una estructura en flor invertida, con sus fallas antitéticas que cortan los suelos recientes.

La interpretación que se propone, a partir de los datos reportados por Urbina y Camacho (1913) y por la geomorfología asociada con estas dos fallas (San Pedro y Temascalcingo), es que se podrían cortar entre sí y que podrían estar activas contemporáneamente. El cruce entre ellas se produce en el valle de Santa Lucía (entre el VT y el DSL), donde el magma pudo haber aprovechado ese punto débil de la corteza para ascender y generar un pequeño cono cinerítico (en el DEM de la **Fig. 3.6** se localiza ese punto, y en la foto “d” de la misma figura se observa un afloramiento de este cono cinerítico, afectado por la falla San Pedro, con orientación 298/78 SE).

En cuanto al sistema de drenaje de la zona, es posible que la actividad de la falla Temascalcingo provoque la formación temporal de una barrera tectónica que impida el flujo y aisle el valle de Acambay, provocando su inundación en forma de lago. En ese punto (señalado con una flecha amarilla en el DEM de la **Fig. 3.6**), el río se vuelve más encajado hacia el sur. Este rasgo es coherente con una mayor incisión debido al levantamiento relativo en el bloque sur de la falla.

3.2. Geomorfología de detalle

Un análisis geomorfológico a detalle es determinante para estimar el grado de actividad de una falla, y para ubicar puntos potencialmente favorables donde excavar trincheras paleosismológicas. En este sub-apartado se presenta el trabajo neotectónico realizado a lo largo de la traza de la falla San Mateo, y las razones que nos llevaron a ubicar allí nuestro estudio paleosismológico.

3.2.1. Análisis de la Falla San Mateo

La falla San Mateo es la segunda falla más larga y continua que corta el volcán Temascalcingo (**Fig. 3.7**). Aparte de la falla Temascalcingo, que se activó durante el sismo del 1912 según Urbina y Camacho (1913), esta falla es la que mejor preserva la señal geomorfológica en el terreno de actividad reciente. Por ejemplo, su frente montañoso tan rectilíneo (índice de sinuosidad: $S = L_{mf}/L_s = 13.7 / 11.9 = 1.15$) y sus escarpes, que llegan a medir más de 100 m de altura, con pendientes muy pronunciadas, son algunos indicadores de su alta actividad.

La falla San Mateo corta el flanco Norte del VT con una orientación general E-W, con una traza de falla ligeramente arqueada (convexa hacia la caldera). Su señal geomorfológica se puede seguir a lo largo de 13 km, desde el valle de Temascalcingo (al Oeste) hasta el valle de Acambay (en el Este), donde, en ambos extremos, el señal de la falla se pierde por debajo de los sedimentos.

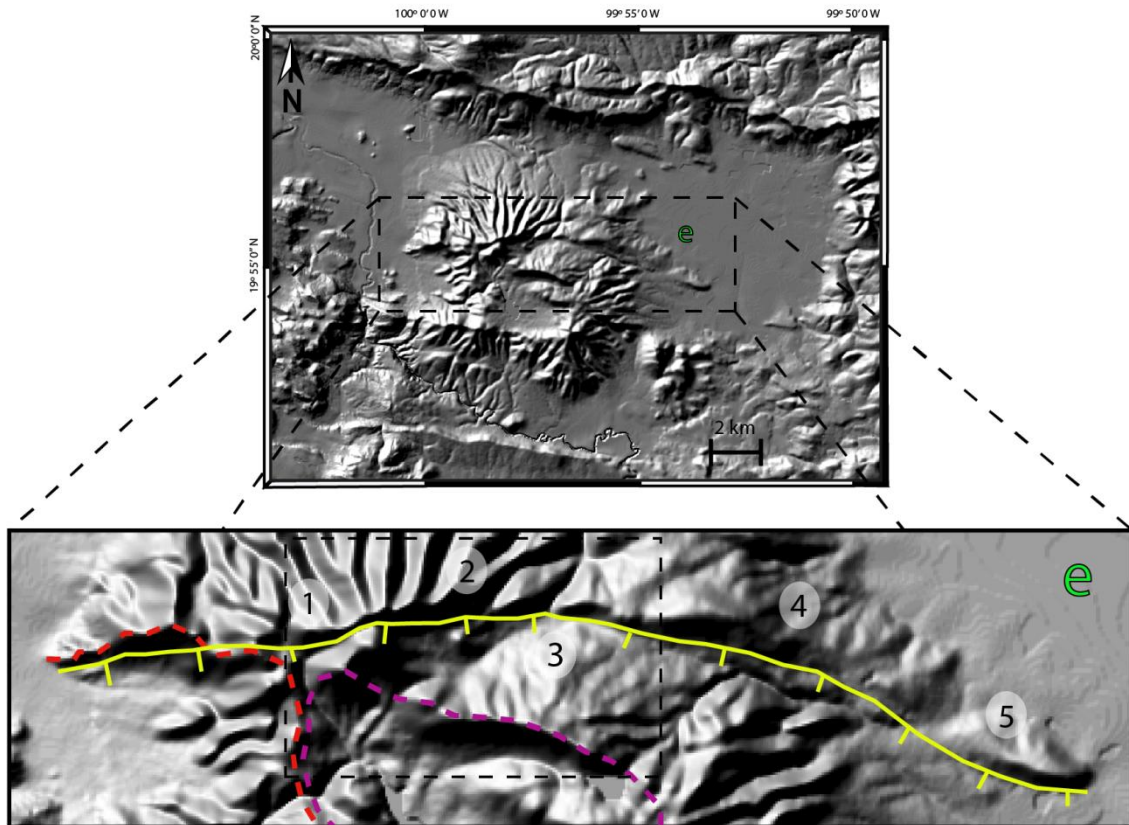


Fig. 3.7: DEM de la falla San Mateo que corta el flanco norte del VT. En la región “e” ampliada (abajo) se ilustra la traza de la falla (en amarillo), la cicatriz de la avalancha (rojo discontinua) y el borde de la caldera (línea violeta). El recuadro con traza negra discontinua marca la zona que se incluye en la ortofoto de la Fig. 3.8. Los números corresponden a la situación de los afloramientos descritos en este apartado.

En su extremo occidental, la falla San Mateo (falla SM) coincide con el borde norte de la cicatriz de la Avalancha de Temascalcingo. En ese tramo de la falla, que incluso llega a cortar la parte norte de la mancha urbana de Temascalcingo, el escarpe de falla forma facetas triangulares bien preservadas, con una inclinación de unos 28°.

Siguiendo la traza de la falla SM, se encuentra un cerro dislocado por esta falla (**punto 1 en la Fig. 3.7**). Por la morfología redondeada de esta montaña aislada (conocida con el nombre de “La Joya” por los locales) y su composición (un pórfido andesítico), podría ser un domo emplazado durante las últimas fases de la formación de la caldera de San Pedro el Alto, que posteriormente fue cortado por la falla San Mateo. En la ortofoto de la **figura 3.8 (punto 1)** se pueden apreciar incluso las cabeceras de un sistema de drenaje cortado por la falla (el desplazamiento lateral del domo podría tener una componente gravitacional provocada por el hueco de la Avalancha de Temascalcingo).

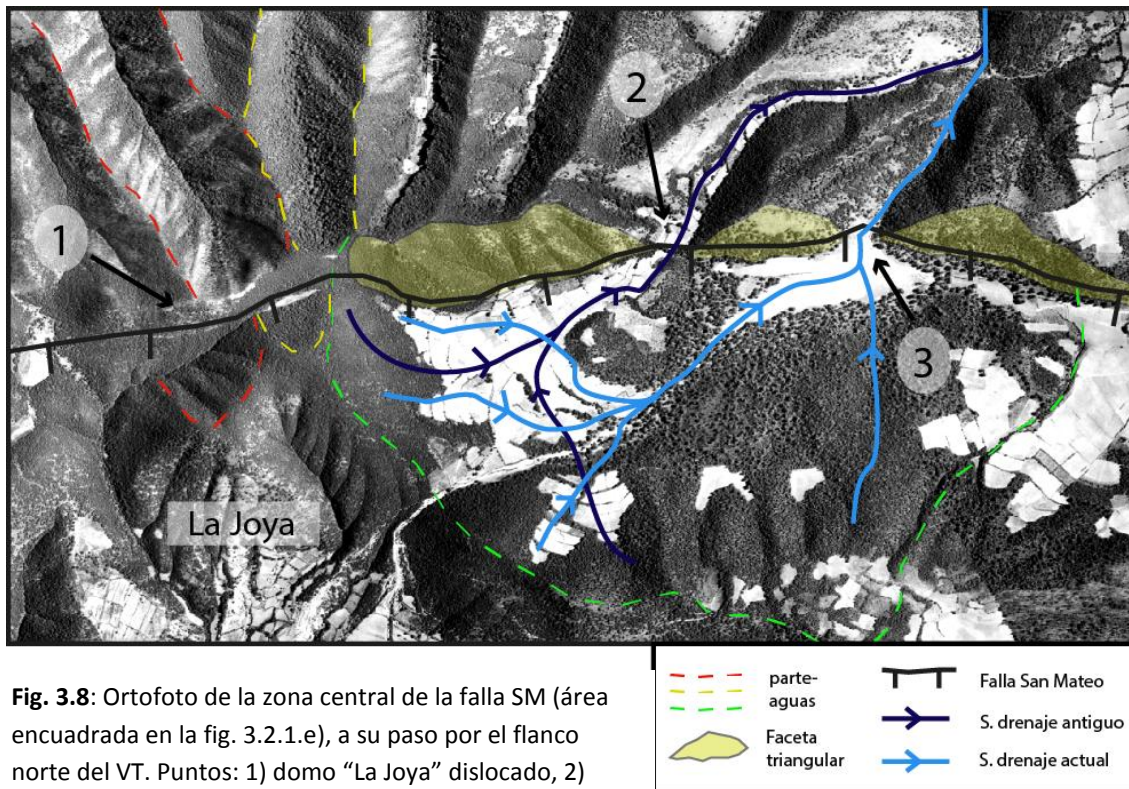


Fig. 3.8: Ortofoto de la zona central de la falla SM (área encuadrada en la fig. 3.2.1.e), a su paso por el flanco norte del VT. Puntos: 1) domo “La Joya” dislocado, 2) paleovalle abandonado y 3) Campo “La Lechuguilla”.

Al Este del cerro “La Joya”, hay una pequeña cuenca hidrográfica (de unos 2 km² en superficie), cuyo sistema de drenaje ha cortado el escarpe de la falla en dos ocasiones, generando facetas triangulares. El **punto 2 de la figura 3.8**) marca donde empieza un valle abandonado (paleovalle), por donde, en un pasado reciente, drenaba el agua de esta pequeña cuenca hacia el norte. La acción de la falla normal San Mateo, descolgó este paleovalle (que se encuentra en el bloque levantado), obligando al sistema fluvial a encontrar otro camino por donde drenar la cuenca. Actualmente, el sistema continuó drenando hacia el norte, pero ahora desde un arroyo que empieza en el campo de “La Lechuguilla” abriéndose paso entre dos facetas triangulares (**punto 3 de la Fig. 3.8**).

El campo de “La Lechuguilla”, es el resultado del relleno sedimentario acumulado en esta zona baja de la cuenca. En un pasado reciente, el bloque inferior de la falla obstaculizaba el drenaje natural de esta cuenca (actuando como barrera tectónica), lo que llevó a la formación de una cuenca endorreica en el bloque hundido. La acumulación de agua en forma de lago facilitó la sedimentación de los materiales que encontramos hoy en día en el campo de “La Lechuguilla”. Actualmente, debido a la captura de la cuenca por la erosión remontante del río hacia el sur, no existe ninguna barrera que impida el flujo de agua por el río que baja por el flanco norte del VT, hecho que permite la erosión y transporte del material del paleolago de “La Lechuguilla”. En el lecho rocoso de este arroyo aflora la falla San Mateo (**Fig. 3.9.b**).

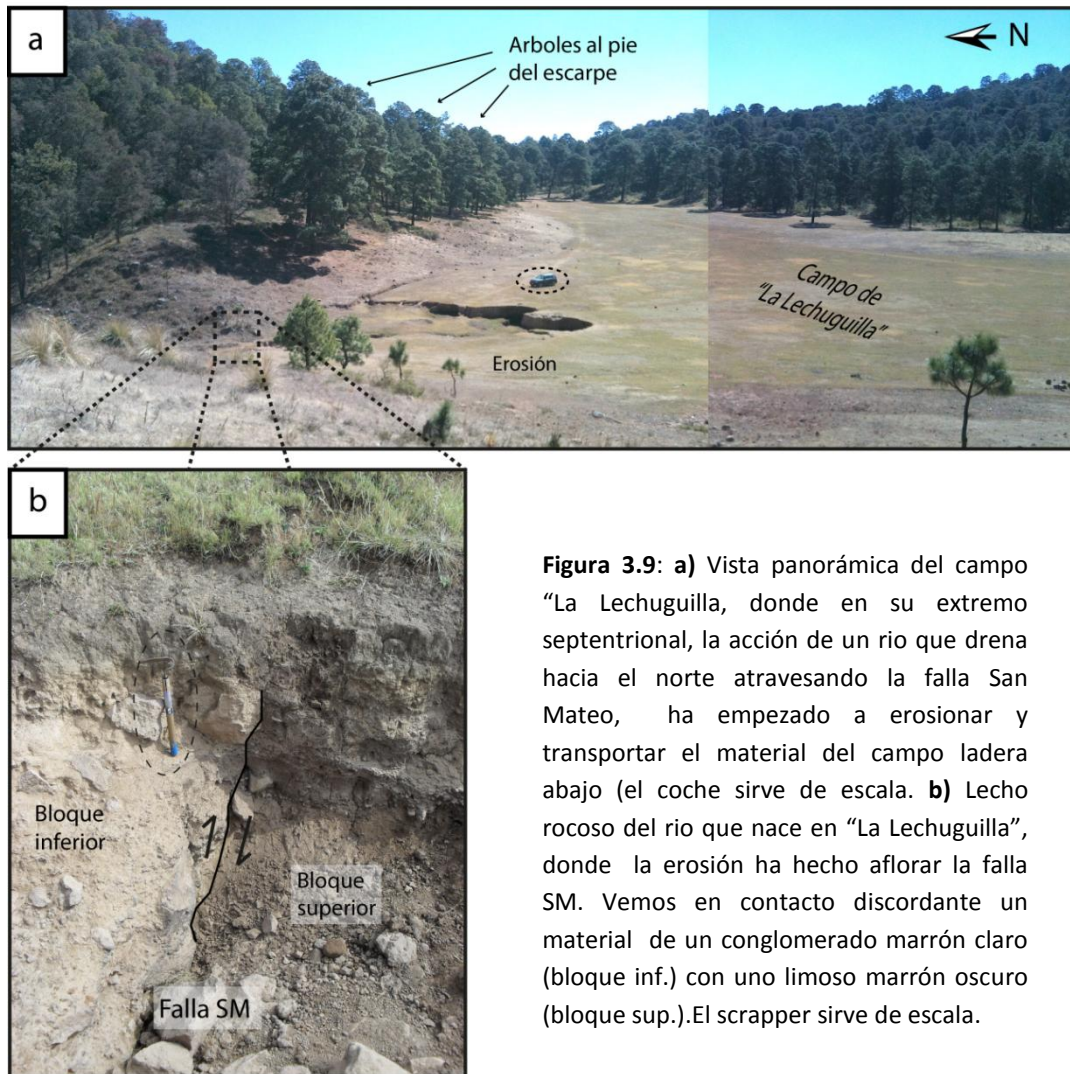


Figura 3.9: a) Vista panorámica del campo “La Lechuguilla”, donde en su extremo septentrional, la acción de un río que drena hacia el norte atravesando la falla San Mateo, ha empezado a erosionar y transportar el material del campo ladera abajo (el coche sirve de escala. b) Lecho rocoso del río que nace en “La Lechuguilla”, donde la erosión ha hecho aflorar la falla SM. Vemos en contacto discordante un material de un conglomerado marrón claro (bloque inf.) con uno limoso marrón oscuro (bloque sup.). El scrapper sirve de escala.

En la **figura 3.9.a.** se ve que la primera filera de arboles ubicados al pie del escarpe, son mucho más grandes y verdes, debido probablemente a que estos disfrutan de mas sedimento y agua que los plantados en el escarpe de $\alpha > 25^\circ$ (esa característica en la vegetación nos puede servir de indicador para cartografiar la traza de la falla SM).

A 2 km de distancia hacia el Este del campo de “La Lechuguilla” (**punto 4 en la Fig. 3.7.e**), existe una zona muy afectada por la erosión, donde se han ido desarrollando una serie de “badlands”. En esa zona, unas lavas de composición dacítica han sido cortadas por la falla San Mateo (**Fig. 3.10**). La dacita se presenta totalmente lajeada, y presenta estrías que indican una componente lateral derecha importante. El plano de falla en ese tramo tiene una orientación de 124/52 SW con un pitch $<$ a los 60° hacia el W. Los bloques de lava redondeados que se encuentran cercanos a la falla SM, son el resultado de la acción de fluidos hidrotermales ricos en sales provenientes del volcán y que circulan por las fallas alterando la lava primaria y fracturándola concoidalmente.



Fig. 3.10: Falla San Mateo en la zona de “badlands”. **a)** Fotografía del escarpe que genera la falla SM en unas lavas dacíticas del VT (bloques redondos de lava, ubicados a lo largo de la traza de la falla). **b)** Detalle del espejo de falla formado por una dacita lajeada, y **c)** Detalle del plano de falla donde se aprecian estrías (representadas por la flecha) y marcas de dirección (resaltadas con línea negra), lo que nos indica que el movimiento es normal con una componente lateral derecha.

En el extremo este de la falla SM, y antes de que se pierda su señal geomorfológica debajo de los sedimentos del valle de Acambay, encontramos otro afloramiento donde rocas volcánicas están contactando discordantemente con materiales lacustres (**Fig. 3.11**). En este lugar situado al pie del pueblo de San Juan Bocto (**punto 5 de la Fig. 3.7.e**), la falla corta la falda sur de una colada de lava proveniente del VT, creando un escarpe de más de 60 metros con una dirección 110/80 SE. Fracturas tensionales orientadas perpendicularmente al plano de falla, son interpretadas como fracturas de propagación (modelo de propagación de Griffith, donde se forman fracturas perpendicularmente al esfuerzo de tensión). Esas fracturas por tensión indican una componente lateral derecha (tipo de movimiento que coincide con lo que indican las estrías encontradas en el plano de falla SM en su paso por la zona de malpaís donde se desarrollaron los “badlands”: afloramiento número 4 que se muestra en la **figura 3.7**).

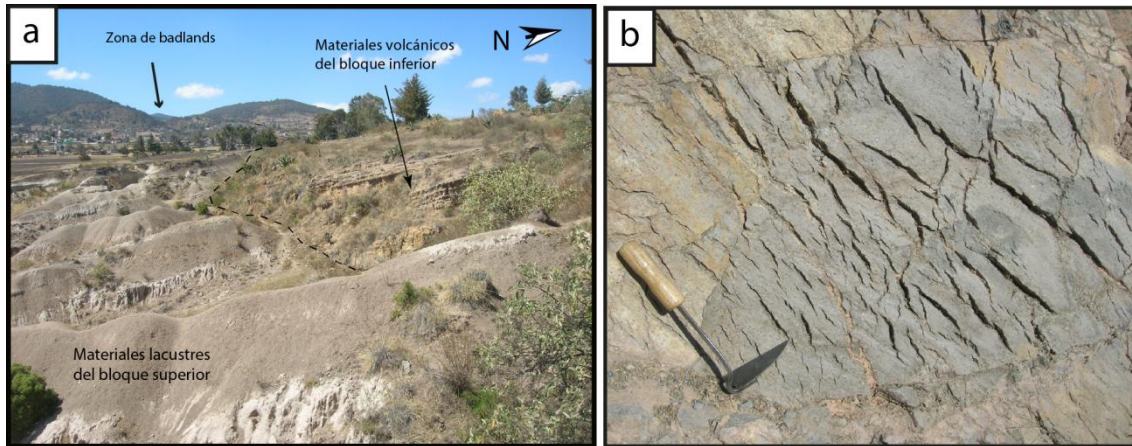


Fig. 3.11: a) Vista panorámica desde San Juan Bocto hacia el Oeste. Se pueden distinguir los materiales lacustres del bloque superior (color gris claro), en contacto discordante con los materiales volcánicos del bloque inferior (color marrón y naranja). Se ilustra la traza de la falla San Mateo hasta la zona de los “badlands”. b) Fracturas por tensión desarrolladas en las lavas del plano de falla.

3.3. Mapa geomorfológico del Graben de Acambay

Como resultado final del estudio geomorfológico y estructural llevado a cabo en el sector oriental del graben de Acambay, se ha elaborado un mapa de la zona donde se incluyen las estructuras tectónicas con expresión en superficie, los cuerpos volcánicos y sedimentarios, etc., reconocidos regionalmente en el graben.

El mapa Geomorfológico de **la figura 3.12** se ha elaborado sobre un DEM sombreado que aporta una visión tridimensional del relieve, encima del cual se cartografiaron:

- Las principales fallas que mantienen una buena señal geomorfológica, como son la falla Pastores (FA) y la falla Acambay-Tixmadejé (FA-T) que limitan el graben, y las fallas del sistema central: falla Temascalcingo (FT), falla San Mateo (FSM) y falla Santa Lucia (FSL), entre otras.
- Formadas por la actividad de estas fallas, destacamos también las facetas triangulares y trapezoidales de la zona.
- Los principales cuerpos volcánicos como son: el volcán Temascalcingo (VT), los Domos de Solís, el Domo Santa Lucia, el volcán El Batán, las plataformas volcánicas que conforman los hombros del graben, conos cineríticos y otros edificios volcánicos no identificados.
- Los materiales sedimentarios que rellenan el graben, tales como: el relleno fluvio-lacustre del valle de Acambay (o valle de los espejos), del valle de Toxi y el de Solís; sedimentos lacustres (en Tierras blancas); sedimentos que colmatan cuencas

endorreicas (como los del campo de “La Lechuguilla”, donde se realizó una trinchera paleosismológica) y piedemontes acumulativos al pie del VT y los escarpes de fallas.

- El sistema de drenaje, extraído a partir del procesamiento de las imágenes de satélite. Del INEGI se tomaron los cuerpos de agua (como el lago intra-cratérico de San Pedro el Alto, www.inegi.org.mx).
- Estructuras varias como: los deslizamientos que generaron la Avalancha de Escombros de Temascalcingo, y la cicatriz en herradura; la caldera volcánica del VT, con sus domos intra-caldericos (como últimas fases de la formación de la caldera); el paleovalle abandonado y cortado por la FSM en el flanco norte del VT.

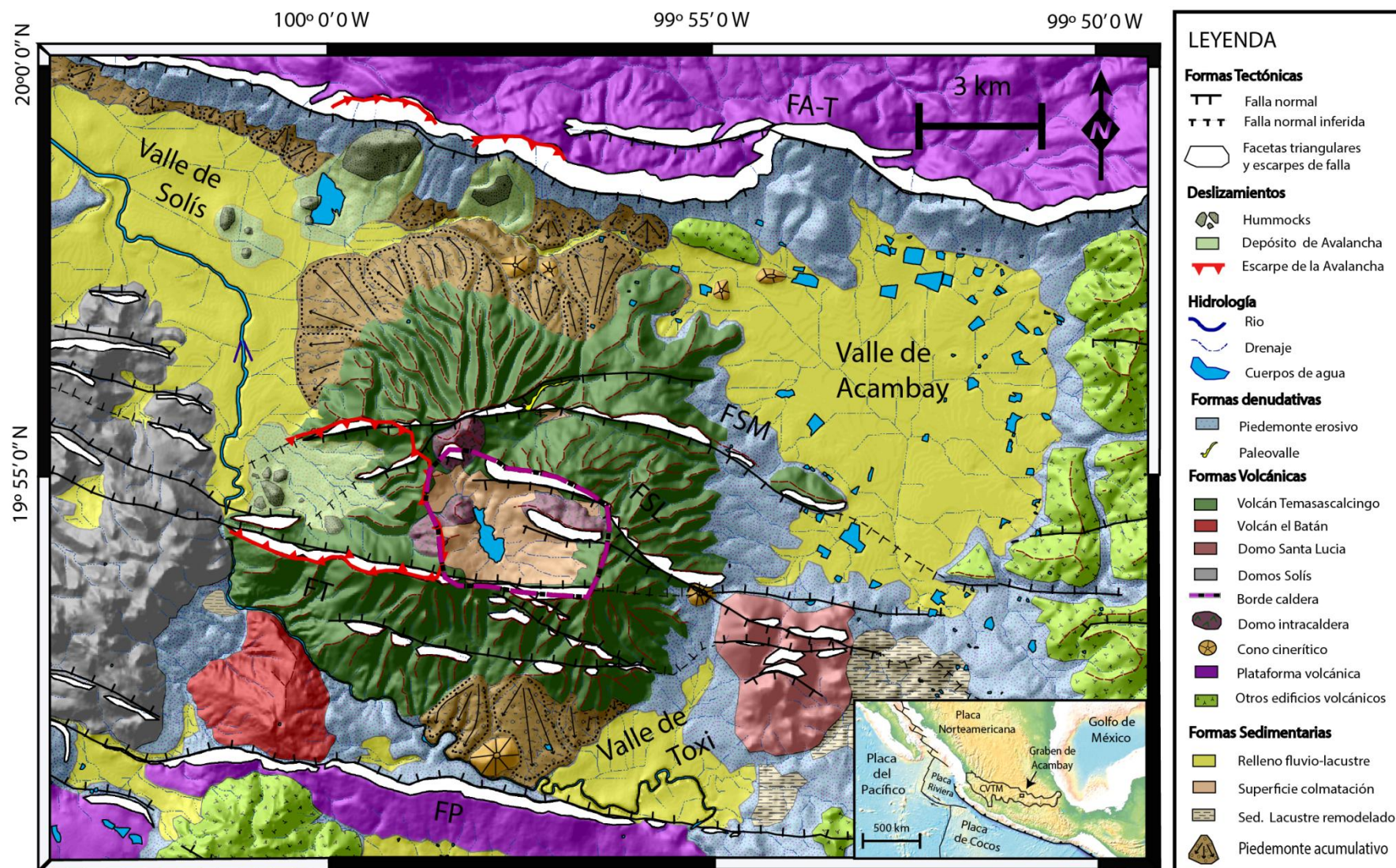


Fig. 3.12: Mapa geomorfológico del sector oriental del graben de Acambay, donde se marcan las principales fallas, cuerpos volcánicos y rellenos sedimentarios que conforman la zona de estudio (organizado por temas en la leyenda). Mapa de localización en la parte inferior derecha.

4. MODELO ANALÓGICO

En este apartado se muestran resultados de una serie experimental realizada en el Laboratorio de Mecánica Multiescalar de Geosistemas (LAMMG) del Centro de Geociencias (UNAM-Juriquilla). Un modelo analógico es una representación material de un objeto, concepto o conjunto de relaciones, utilizado para representar una porción de la realidad y comprender mejor su origen. Es utilizado en ciencia para validar hipótesis o aproximaciones propuestas conceptualmente sobre algún proceso natural, como por ejemplo: el modelado analógico de la deformación tectónica (Hubbert, 1937).

La configuración del experimento físico propuesto permite explorar los patrones de deformación que afecta a un cono volcánico (volcán Temascalcingo) emplazado en el interior de un graben (Acambay), sobre una falla normal pre-existente y con desplazamiento activo posterior al emplazamiento del edificio volcánico (**Fig. 4.1**).

4.1. Introducción: objetivo, hipótesis y justificación

El análisis de la geomorfología y las estructuras que afectan al volcán Temascalcingo (VT, localizado en la zona hundida del graben de Acambay), permitió plantear algunas hipótesis conceptuales sobre la evolución tectónica en la zona, por lo que se decidió crear modelos analógicos para examinar una historia geológica probable. Considerando que los modelos son simplificaciones de la realidad, y sabiendo que una de las principales limitaciones es el no poder considerar conjuntamente todas las propiedades y procesos involucrados durante la evolución tectónica en la naturaleza, se decidió analizar lo que más interesaba para el estudio neotectónico. El modelo presentado es una construcción de procesos mecánicos.

El objetivo de construir el modelo analógico, es analizar la evolución mecánica y estructural de las fallas que cortan el VT, sin involucrar la parte magmática y considerando una falla pre-existente en el basamento del volcán. Los resultados dan pistas de cómo se transfiere la deformación de la falla de basamento al conjunto de fallas desarrolladas en el relieve cónico que representa al edificio volcánico.

La hipótesis propuesta para explicar la distribución de las múltiples fallas que cortan al cono volcánico del VT (**Fig. 4.1**), es:

- La falla principal del sistema central del graben de Acambay (la falla Temascalcingo, que anteriormente pudo servir de conducto por donde el magma salió a la superficie formando el volcán), se prolonga desde el basamento de forma continua y cortando el flanco sur del VT, mientras que las otras fallas, que cortan el flanco norte del volcán, se

conectan a esta falla principal en profundidad (fallas antitéticas). Estas fallas que cortan el VT tendrían una traza semi-circular en superficie, posiblemente provocado por la geometría cónica del volcán (Mathieu et al., 2011; Suñé-Puchol et al., 2012). Los modelos analógicos se utilizan para responder preguntas sobre la realidad que no se podrían resolver mediante la observación directa. Por ejemplo, en el análisis de procesos naturales como es el de la deformación tectónica del VT, si estudiamos sólo el prototipo real, sólo veremos el resultado final de una deformación de millones de años de duración. En cambio, el modelado analógico nos permite analizar en detalle la evolución 4D (espacio + tiempo) de las estructuras, y la influencia de los diferentes parámetros (tasa de deformación, reología, cinemática, etc.) que influyen en los procesos investigados. De esta manera obtendremos una mejor comprensión de los procesos geológicos, y nos ayudara a interpretar mejor el prototipo natural, lo que nos llevara a verificar o refutar las hipótesis primarias.

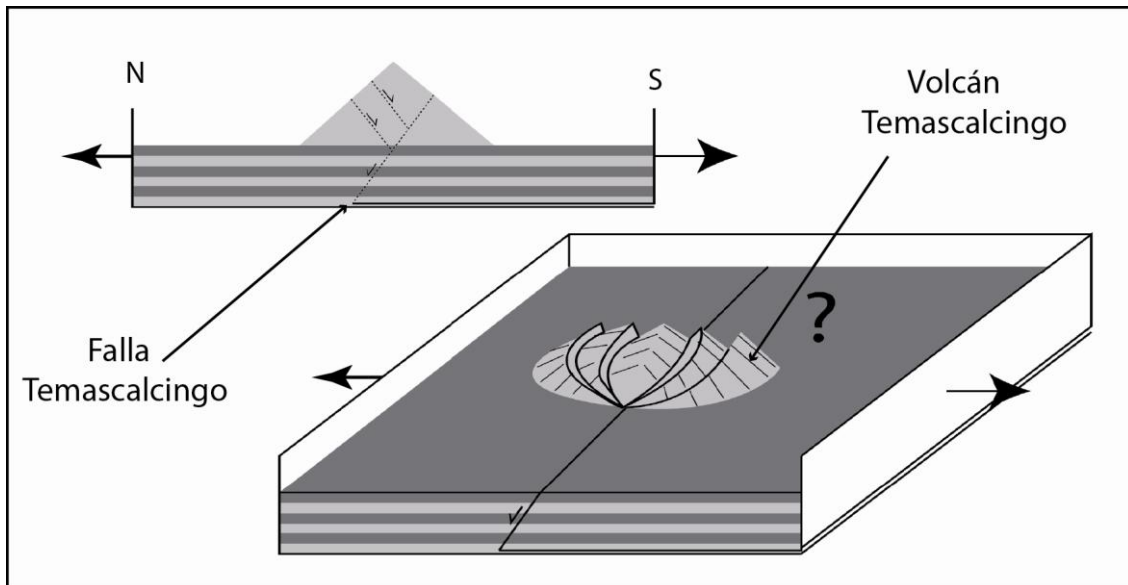


Fig. 4.1: esquema donde se muestra una hipotética estructura interna de las fallas que cortan el VT. Las flechas gruesas marcan la dirección de apertura del graben de Acambay. La velocidad de apertura del graben se ha estimado en 0.17 mm/año.

Como objetivos específicos de este experimento, queremos:

1. Examinar experimentalmente la relación entre las fallas del sistema central del graben de Acambay y el volcán Temascalcingo.
2. Averiguar si el peso del volcán modifica el campo de esfuerzos de la zona.
3. Analizar la posibilidad de conexión de las fallas en profundidad dentro del volcán.

4.2. Escalamiento: condiciones de similitud y reducción de los modelos

Para que los modelos analógicos representen una réplica realista del proceso tectónico que se está investigando (prototipo natural), las condiciones que actúan durante los experimentos deben ser análogas a las condiciones que actúan en la naturaleza (Hubbert, 1937). Es por ello que, antes de empezar a construir el modelo de un proceso geológico, debemos simular adecuadamente las condiciones a las que se ven sometidas las rocas en la naturaleza. Para ello se procedió a aplicar las formulas de reducción de esfuerzos de Hubbert (1937). Los parámetros a escalar son:

1. Geometría:

para que 1cm en el modelo represente 1 km en la naturaleza.

$$L^* = \frac{L_{\text{modelo}}}{L_{\text{naturaleza}}} = 1 \times 10^{-2} \text{ m} / 1000 \text{ m} = 1 \times 10^{-5}$$

Siendo L la longitud del modelo y/o la de la naturaleza, y L^ es el parámetro escalado de la longitud que se substituye en la ecuación de Hubbert (1937).*

2. Dinámica: El experimento se llevó a cabo bajo condiciones de gravedad normal.

Donde g es la gravedad y g^ es el parámetro escalado de la gravedad.*

$$g^* = g_{\text{modelo}} / g_{\text{naturaleza}} = 1$$

3. Densidad: la arena utilizada en el modelo para representar la corteza superior (quebradiza) tiene una densidad (P) entre 1520 – 1600 kg/m³ y el valor promedio de la corteza superior en la naturaleza va de 2650 – 2700 kg/ m³.

$$P^* = P_{\text{modelo}} / P_{\text{naturaleza}} = 1560 / 2675 = 0.5832$$

De acuerdo a la ecuación general de escalamiento de Hubbert (1937), se obtiene:

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^*$$

$$\sigma^* = (0.5832) \cdot (1) \cdot (1 \times 10^{-5}) = 5.83 \times 10^{-6}$$

Donde las órdenes de magnitud de las relaciones de esfuerzo (σ^) y la longitud (L^*) deben ser similares (Smit, 2005).*

4.3. Metodología y arreglo experimental

El laboratorio LAMMG cuenta con una mesa experimental, en donde se realizaron los modelos analógicos de este estudio (**Fig. 4.2**). Esta mesa plana y nivelada, cuenta con una pared fija (situada en un extremo de la mesa), que en frente y paralela tiene una pared móvil conectada a un motor que la desplaza. En el espacio que queda entre estas dos paredes se construyó el modelo analógico. El movimiento de una placa basal conectada a la pared móvil, provoca una discontinuidad de velocidad sobre la cual se forma la falla extensional pre-existente. El movimiento de la placa se realizó de manera ortogonal a la orientación del graben.

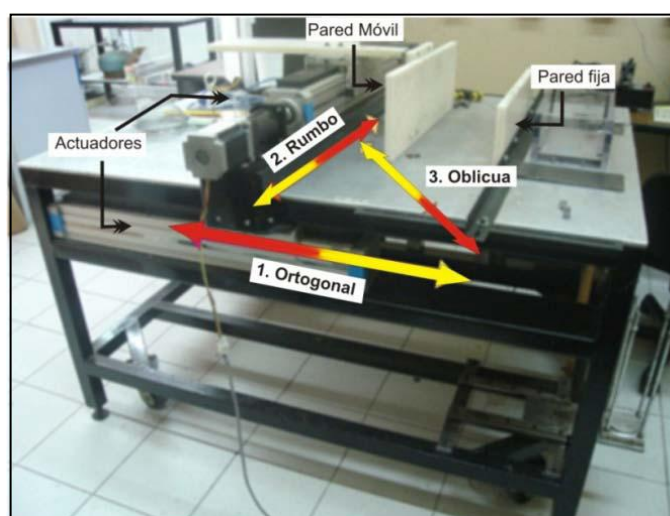


Fig. 4.2: Mesa de modelados analógicos del LAMMG, Centro de Geociencias. Fuente: Portillo-Pineda, 2012.

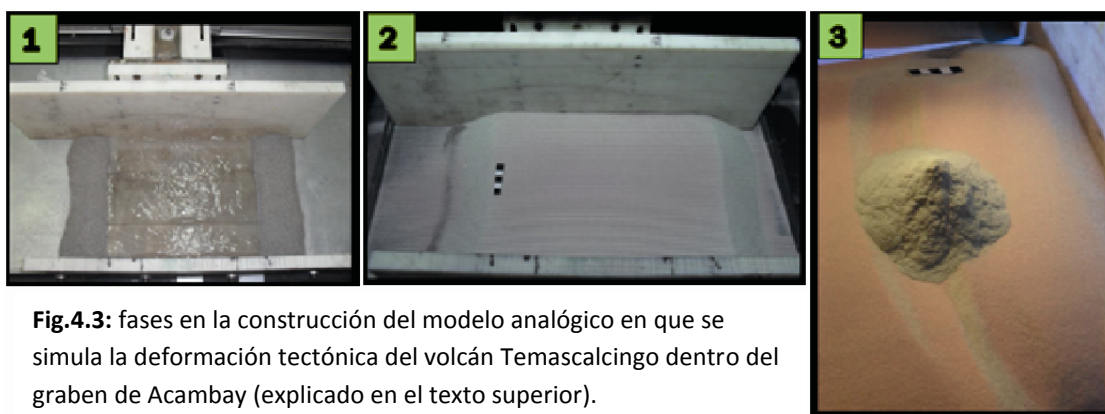
Una vez finalizada la deformación del modelo se saturan cuidadosamente los materiales granulares con agua para realizar secciones y poder observar las nuevas estructuras formadas.

4.4. Construcción del Modelo: configuración o “Set-up”

Para escoger los materiales y la geometría del modelo se realizaron 6 experimentos en donde se cambiaron algunas de las variables de la configuración experimental (*set-up*), como son: 1) velocidad y orientación de la apertura; 2) magnitud de la extensión; 3) falla pre-existente o posterior al emplazamiento del volcán y 4) dimensiones del volcán inicial.

Para describir los resultados se describen las condiciones experimentales de un modelo que reprodujo las estructuras observadas en el volcán Temascalcingo (**Fig.4.3**).

1. En la base del modelo y cubriendo la discontinuidad de velocidad (placa basal que transmite el desplazamiento) se añadió una capa horizontal de 1 cm de espesor de silicón (SGM 36; Weijermars y Schmeling, 1983). El objetivo de esta capa es ayudar a distribuir la deformación por extensión a ambos lados de la discontinuidad de velocidad y formar una falla con una geometría similar a la de Temascalcingo. Este material no fue escalado pues solo tiene el fin de distribuir la deformación y no tiene efecto en la escala del comportamiento quebradizo que afecta al volcán análogo.
2. Se fueron añadiendo diferentes capas de arena gruesa (de aproximadamente 300 micras) de cuarzo de diferentes colores, simulando el comportamiento quebradizo que tiene la parte alta de la corteza hasta tener un espesor uniforme de 5 cm. Las dimensiones del modelo fueron de 30 x 35 x 5 cm, Seguidamente se activo el motor que mueve la pared móvil y la discontinuidad de velocidad, creando una falla extensional en el modelo (con una velocidad de 1 cm/h).
3. Después de 2 horas de extensión (40% de la deformación total), se habían generado varias fallas normales paralelas a las paredes y en el centro del modelo, formando un graben angosto. En ese momento se añadió sobre las fallas, un cono de toba de alta cohesión (250 lb/pie²) que representa el VT. El material que compone el cono se añadió mediante un embudo y resulto en un edificio con una base de 10 cm de diámetro y una altura de ~6 cm. Posteriormente se continuó con la extensión del modelo hasta llegar a las 5 horas de duración, lo que significa que una extensión total del modelo de 5 cm. Es decir, una extensión del 6%, similar al 4% de extensión de la corteza en el graben de Acambay.



4.5. Resultados y discusión

En la **figura 4.4** se muestra la evolución de la deformación en el edificio volcánico como resultado de la extensión en una falla del basamento.

Para poder apreciar la evolución de la deformación del modelo analógico en el tiempo, se muestran diferentes etapas del proceso.

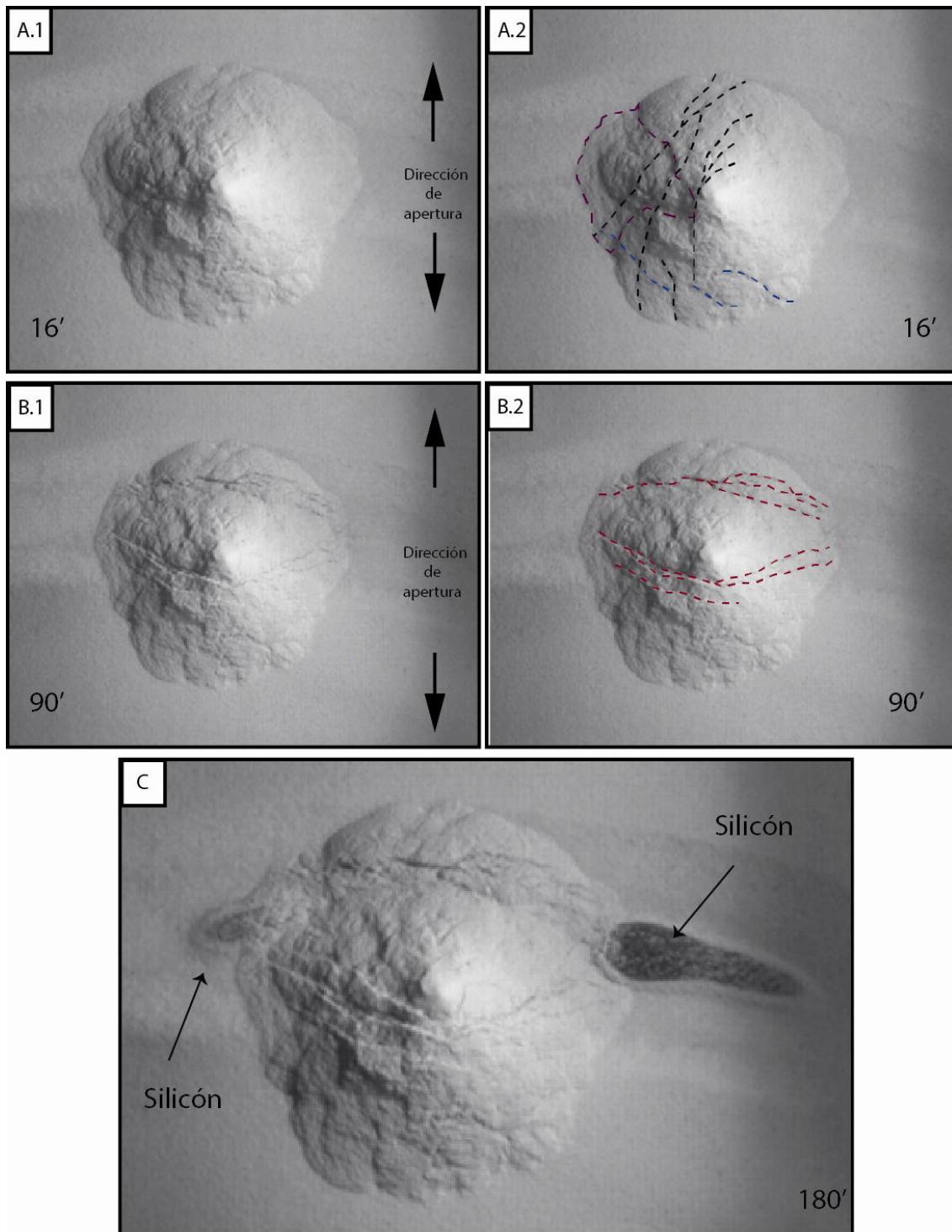


Fig. 4.4: Evolución de la deformación en el modelo analógico. **A)** Primeras fallas formadas en el cono de toba tras 16 minutos de que empezara la deformación (líneas negras discontinuas en A.2, tendencia general SW-NE). Flanco oeste colapsado (línea discontinua lila). Otras fallas cortaron el flanco sur (líneas discontinuas azules). **B)** Nueva familia de fallas paralelas a las del basamento (líneas discontinuas rojas en B.2). **C)** Última fase, y después de 3 horas el silicón salio a la superficie.

Las primeras estructuras que se formaron en el cono fue una serie de fallas oblicuas al sistema de la falla del basamento, que causaron la inestabilidad del flanco oeste del cono provocando su colapso. A la vez se generó otro sistema de fallas que deformó el flanco sur del cono (**Fig. 4.4.A**). Después de 90 minutos de que empezara la deformación (1.5 cm de extensión), se generó un segundo sistema de fallas con una dirección paralela a la falla del basamento (E-W), que provocaron el colapso de la parte central del edificio (**Fig. 4.4.B**). Después de 3 horas y 3 cm de extensión, la capa basal de silicón que constituía la base del modelo, empezó a fluir hacia la superficie aprovechando la falla central del basamento.

Comparando el modelo analógico con el prototipo natural (**Fig. 4.5**), se pueden reconocer una serie de similitudes que existen entre los dos sistemas, y estas son:

1. Las fallas que se forman en el cono del modelo, tienen una geometría semi-circular en superficie (convexas hacia el centro), parecidas a las fallas que cortan el volcán Temascalcingo (en las imágenes “a” y “b” de la **Fig. 4.5**, se resaltan las trazas de las principales fallas que deforman cada escenario. Se utilizan diferentes colores y números para relacionar cada estructura con su homóloga).
Esta geometría semi-circular, muy diferente a la de las otras fallas que cortan el graben de Acambay, puede ser causada por la morfología cónica del volcán.
2. La deformación que sufre el cono de toba (modelo) genera una desestabilización del sistema, lo que provoca el colapso regional de un sector del cono (**Fig. 4.5.e**). Este es un efecto gravitacional comparable al colapso del flanco Oeste del volcán Temascalcingo que desencadenó la Avalancha de Escombros en Temascalcingo (Roldán et al., 2011).
La desestabilización del cono de toba se debe a las fallas que se forman en el edificio cónico por la extensión, y por la deformación del basamento donde se emplazó el cono de toba.
3. El silicón de la base del modelo que servía para distribuir la deformación extensional es menos denso que la arena que lo cubre. Al final del experimento la falla Temascalcingo permitió la salida de este material en las zonas débiles que se habían generado en el basamento. Los puntos por donde escapó este fluido viscoso en el experimento, coinciden con la localización de los Domos de Solís y Domo Santa Lucia, cuerpos volcánicos al VT en el prototipo natural (estructuras señaladas en las imágenes “a” y “b” de la **Fig. 4.5** por círculos verdes). Estas observaciones siguieron que la carga del volcán puede influenciar la salida de magma por las zonas permeables de la falla del basamento en el flanco volcánico.
Esos puntos se localizan a la intersección de la falla del basamento con la periferia del volcán/cono de toba.

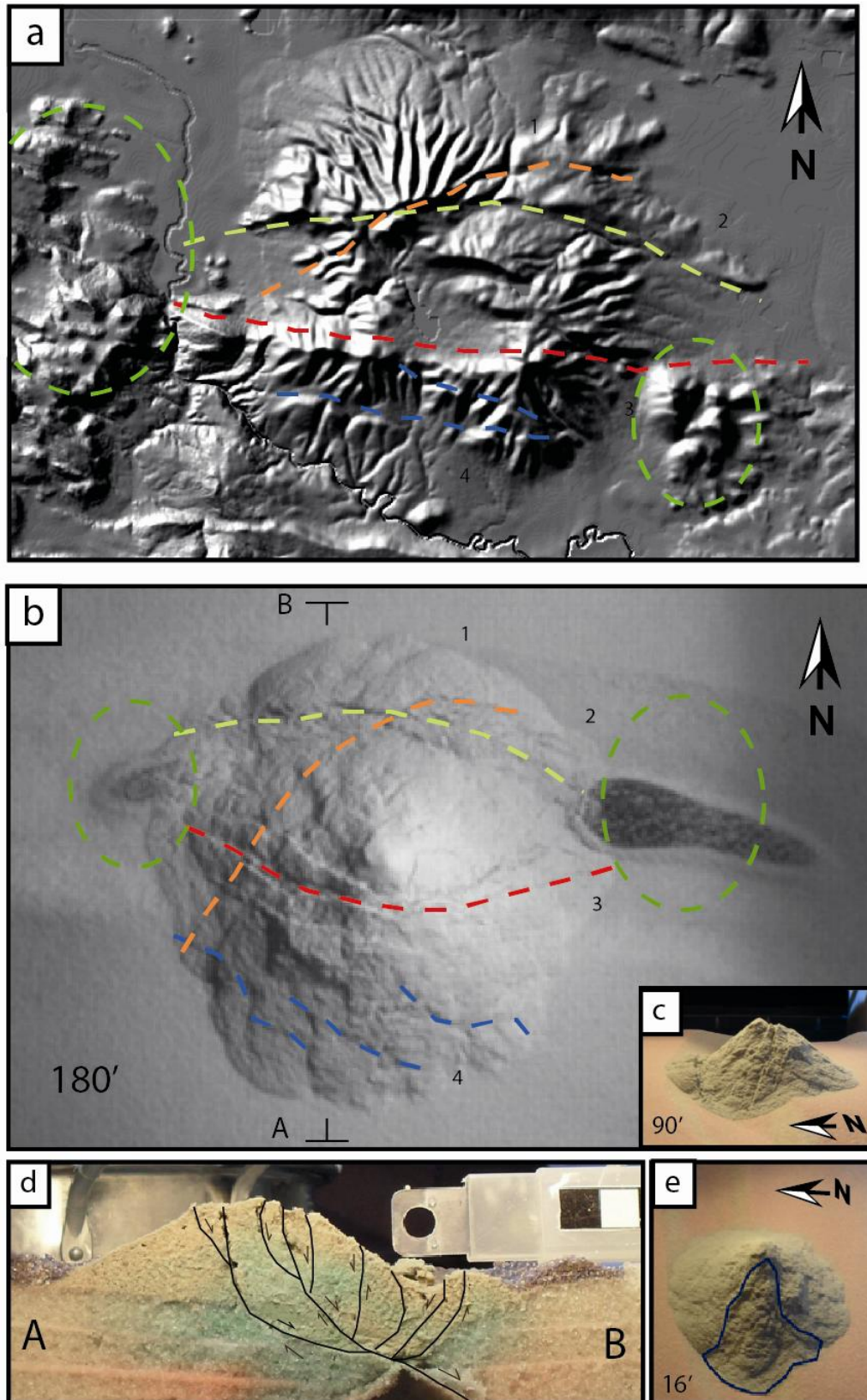


Fig. 4.5: Similitudes entre el prototipo natural (a) y el modelo analógico pasados 180 min del inicio del experimento (b). c) y e) Fotografías del modelo donde se ve el colapso gravitacional que sufrió un sector del cono y las fallas en perspectiva. d) Estructura de las fallas en un corte transversal al modelo. (1-2-3-4 son las diferentes familias de fallas formadas en el modelo y pintadas de diferentes colores). e) Colapso gravitacional del flanco oeste.

4. El corte transversal A-B hecho en el modelo (**Fig.4.5.d**) muestra la estructura interna de las fallas que cortan el cono de toba, las cuales se conectan en profundidad (fallas sintéticas y antitéticas). Creemos que en el prototipo natural podría suceder lo mismo pero todavía no se puede confirmar, ya que no se dispone de datos del subsuelo.

3.3.6. Conclusiones

Los resultados obtenidos en esta prueba de modelado analógico, permiten proponer las siguientes conclusiones:

- Un cono volcánico situado en un graben y sobre una falla de basamento activa (como el VT), puede deformarse tectónicamente por la acción de múltiples sistemas de fallas con orientaciones variables y trazas semi-circulares (geometría que adoptan las fallas en la superficie de un cono).
- Las fallas que deforman al volcán Temascalcingo (VT) se conectan en profundidad entre sí (fallas sintéticas y fallas antitéticas).
- El colapso regional del flanco W del VT, aunque se ha documentado que hubo una componente magmática disparadora (Roldán et al., 2011), podría haber sido mayormente gravitacional y coetáneo a la actividad tectónica (desestabilización del cono creada por la acción de las fallas, y consecuente colapso).
- El aporte de magma en un sistema extensional, como el generado por el emplazamiento del VT en el fondo del graben, altera el campo de esfuerzos de la región, condicionando las nuevas erupciones magmáticas. Es el caso de los domos Solís y Santa Lucia, que aprovechan los puntos débiles de la corteza para salir a la superficie y emplazarse en la periferia del VT aprovechando la falla Temascalcingo.

La evolución de la deformación vista en 4D, nos ha permitido ampliar nuestras ideas sobre la evolución tectónica del VT durante la apertura del graben de Acambay. Hemos relacionado estructuras que se encuentran en la naturaleza (fallas, colapsos regionales, erupciones), con los procesos físicos – mecánicos que los habrían podido causar, para averiguar más sobre su origen y formación.

En el modelo hemos comprobado que las fallas de primera generación (las semicirculares que cortan el cono en diagonal), disminuyen notablemente su actividad en el transcurso de la deformación por extensión, pasando a ser las fallas de segunda generación las más activas (las que cortan el cono en la misma dirección que las fallas del graben, E-W). Esta es otra de las razones que nos lleva a proponer la posible neoactividad de la falla San Mateo (que corta todo el flanco norte del VT, de W-E),

donde se realizó una trinchera paleosismológica para así comprobar o no, su carácter sismogénico y su cronología de deformación.

Las estructuras que se formaron en el modelo diseñado para este experimento, reproducen la geometría de las estructuras observadas en el prototipo natural, por lo que podemos confirmar que el modelado analógico realizado es una buena herramienta para la investigación científica en este contexto.

5. ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO DE LA FALLA SAN MATEO

Después del estudio Neotectónico regional y del análisis geomorfológico detallado de la falla San Mateo, se decidió realizar un estudio paleosismológico para caracterizar sísmicamente esa falla y estimar su potencial sismogénico. Se escogió la falla San Mateo porque es, junto con la falla Temascalcingo, una de las fallas más largas y con más evidencias de actividad reciente que deforman el edificio del VT. La técnica utilizada fue la excavación de trincheras paleosismológicas, para estudiar directamente el registro tectono-sedimentario. La trinchera se realizó en el campo de “La Lechuguilla” (Fig. 5.1), un terreno perteneciente al municipio de Temascalcingo y situado a dos kilómetros al norte de la población de San Pedro el Alto (coordenadas geográficas en el punto central del campo: $19^{\circ} 55' 46.06''$ N y $99^{\circ} 56' 59.52''$ W). En el siguiente apartado se exponen las razones que nos llevaron a realizar este estudio paleosismológico en ese sitio.

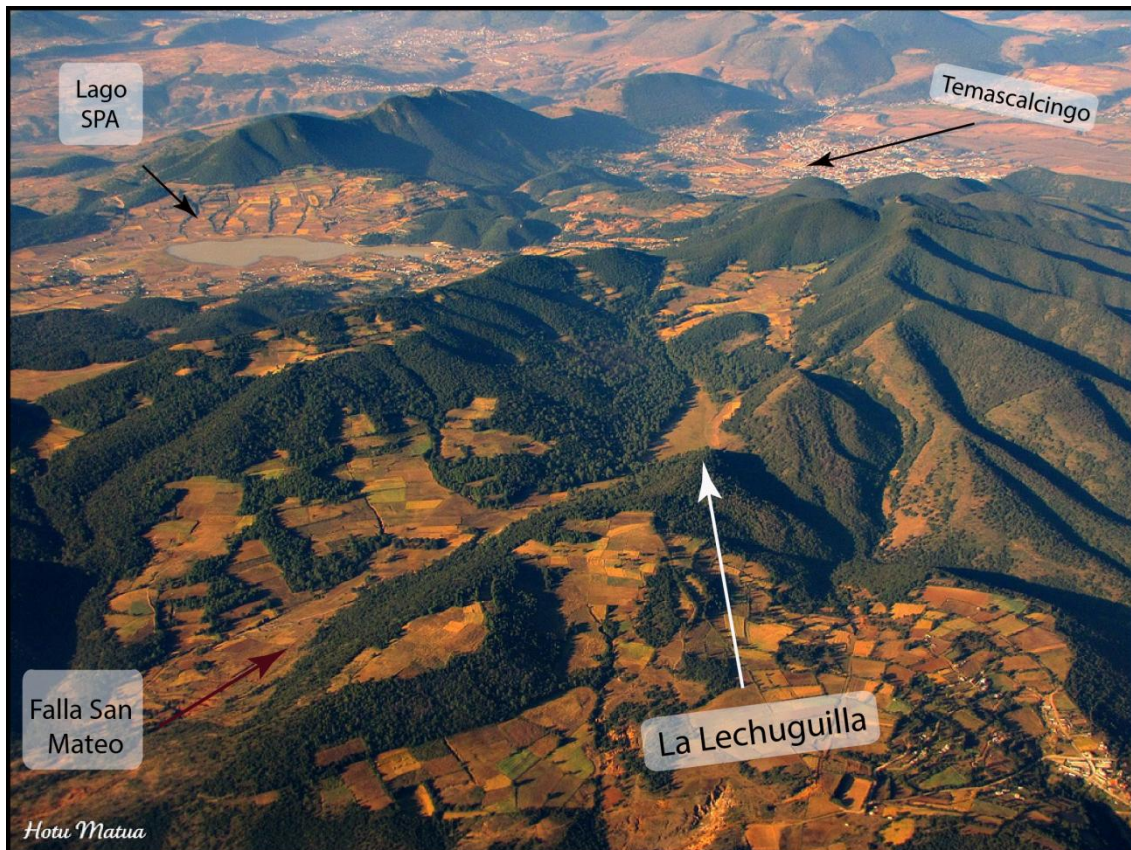


Fig. 5.1: Fotografía aérea del volcán Temascalcingo, con el campo de “La Lechuguilla” en el centro de la imagen (cortesía de F. Enrique Camacho). La luz y el contraste de la imagen resaltan la geomorfología de la región (como los escarpes de las fallas San Mateo y Temascalcingo, la cuenca y el lago de San Pedro el Alto, la planicie donde se sitúa el municipio de Temascalcingo al pie del volcán, etc.).

5.1. Introducción a la Paleosismología

La paleosismología es la ciencia que estudia los terremotos preservados en el registro geológico con el fin de caracterizar el comportamiento histórico y prehistórico reciente de las fallas sísmicamente activas (Cuaternario tardío). Mediante los estudios paleosismológicos se puede llegar a reconocer la expresión geológica de los grandes terremotos antiguos, especialmente los de magnitudes mayores a 6, capaces de generar deformación superficial irreversible. Se asume que los terremotos con $M_w > 6$ (Wells y Coppersmith, 1994), pueden producir deformaciones cosísmicas permanentes en superficie, creando un desequilibrio topográfico que activa nuevos procesos de erosión y sedimentación, con nuevas formas y estructuras que aparecen en el registro geológico evidenciando el sismo ocurrido. Estas estructuras neo-formadas normalmente son preservadas (dependiendo de la topografía, la litología del área y las condiciones climáticas), pero a veces pueden desaparecer por erosión. Esta es una de las limitaciones e incertidumbres que se presentan en el registro paleosismológico a la hora de realizar este tipo de investigaciones.

Para identificar los paleoterremotos que rompieron hasta la superficie recientemente, se tiene que acceder al registro geológico reciente. Uno de los métodos más efectivos utilizados para analizar la evolución tectono-sedimentaria de un depósito posiblemente afectado por una falla activa, es la realización de trincheras paleosismológicas exploratorias. Mediante la excavación de zanjas en el terreno, se puede examinar directamente el registro geológico del subsuelo y ver si el material ha sido deformado, cuantas veces y de qué manera.

Con estas investigaciones se busca también caracterizar los parámetros de la fuente sísmica tales como:

- 1) Localización de la falla y complejidad de su trazo.
- 2) Geometría y dimensiones de la falla (longitud, segmentación, orientación e inclinación).
- 3) Comportamiento de la fuente (actividad más reciente, sentido del deslizamiento, desplazamiento promedio y máximo por sismo).
- 4) Magnitud máxima esperada.
- 5) Intervalo de retorno de grandes terremotos (recurrencia o ciclo sísmico).

Para estimar el ciclo sísmico de una falla, necesitamos identificar y conocer las edades de los paleoterremotos que por ella se produce. Para averiguar estas edades, procuraremos excavar en zonas propensas a contener diferentes niveles estratigráficos ricos en materiales datables. Por ejemplo, en un contexto sedimentario fluvio-lacustre como el del campo de “La Lechuguilla” (donde se ha realizado la trinchera exploratoria que se presenta en este estudio paleosismológico), se espera

que se haya acumulado una cantidad suficiente de materia orgánica utilizable para la datación mediante ^{14}C .

En la metodología usada para realizar estudios paleosismológicos, existen etapas fundamentales previas a la excavación de las trincheras exploratorias. Mapear con precisión las fallas y realizar un análisis geomorfológico a detalle de la zona (a partir de fotografías aéreas, modelos digitales de elevación (DEM), imágenes de satélite y reconocimiento de campo), es básico para conseguir resultados favorables. El mapeo y el estudio geomorfológico se pueden completar con estudios del subsuelo mediante técnicas geofísicas, recopilación de datos geodésicos, sismológicos e históricos disponibles en la bibliografía.

En esta disciplina relativamente joven, en la que aún no existen técnicas estandarizadas para todo el mundo a la hora de estudiar los terremotos antiguos, es necesario usar bien todos los recursos disponibles para potenciar al máximo las posibilidades de éxito. Aún así y en algunos casos, después del trabajo que implica realizar una trinchera paleosismológica, no se consiguen los resultados deseados.

5.2 Ubicación de la trinchera paleosismológica

Escoger un buen sitio donde excavar las trincheras, es una de las etapas más importantes dentro del estudio paleosismológico y de ello dependerá obtener resultados de calidad. Después de todo el trabajo previo del mapeo de la falla San Mateo, el análisis geomorfológico y estructural a detalle, el estudio de la sedimentología y la hidrogeología, se localizó un escenario que aparentemente cumplía todas esas condiciones (**Fig. 5.2**). Excavamos una trinchera paleosismológica en los materiales del campo de “La Lechuguilla” por las siguientes razones:

- Es un campo formado por sedimentos fluvio-lacustres recientes (materiales no cementados y fáciles de excavar), que fueron acumulados en el fondo de una cuenca endorreica. En un pasado reciente, esta cuenca cerrada no se drenaba tal y como hoy en día, lo que pudo haber provocado la inundación y formación de un lago en ese tiempo.
- La actividad de la falla San Mateo pudo haber creado una barrera tectónica que cerró la cuenca y provocó la subsecuente inundación y formación del posible lago. Cuando se hundió el bloque superior, el sistema de drenaje se vio obstaculizado por el bloque inferior, impidiendo el flujo normal del agua ladera abajo, lo que provocó el almacenamiento del agua.
- Llegado un momento, la barrera tectónica se erosionó (debido a la erosión remontante), entonces la cuenca volvió a estar abierta recuperándose el drenaje hacia el norte.

- Los materiales del campo “La Lechuguilla” se encuentran sobre la traza de la falla San Mateo y entre dos facetas triangulares. Las facetas indican con buena precisión la traza superficial de la falla y una alta actividad de ésta estructura. Tener la traza de la falla cubierta por sedimentos recientes permite identificar las deformaciones más recientes registradas en el subsuelo.
- La erosión que empezó a afectar a los materiales del campo desde que la cuenca se abrió y el drenaje recuperó su curso natural hacia el norte, no ha erosionado todavía los sedimentos donde podemos estudiar la evolución tectono-sedimentaria.
- Al excavar materiales sedimentados en un medio lacustre, donde pudo haber existido abundante vegetación en sus orillas, esperamos encontrar bastante material orgánico mezclado con los detritos en los diferentes niveles sedimentarios, lo que facilita labores de fechamiento.

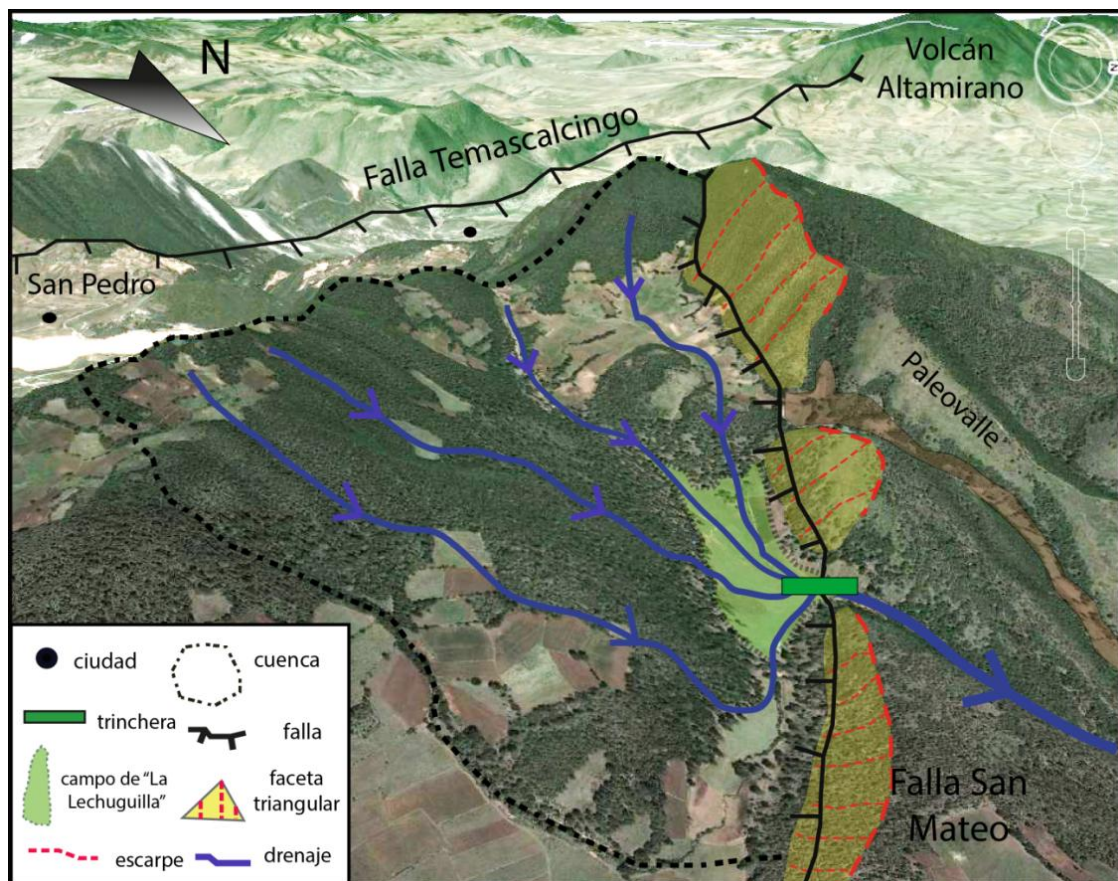


Fig. 5.2: Interpretación geomorfo-estructural del flanco Norte del volcán Temascalcingo (Imagen de Google Earth, marca registrada). Se marca la ubicación de la trinchera paleosismológica excavada en el campo de “La Lechuguilla”, en medio de dos facetas triangulares y cruzando la traza de la falla SM (la trinchera se representa con un rectángulo de dimensión exagerada para facilitar la localización). Además se muestra el borde de la cuenca (endorreica en un pasado reciente), con el sistema de drenaje y el paleovalle abandonado.

5.3 Metodología del estudio mediante trincheras paleosismológicas

A continuación se explica en diferentes pasos el trabajo realizado durante el estudio paleosismológico:

- 1. Excavación de la trinchera:** se excavó una zanja de unos 24 metros de longitud con una retroexcavadora, con una profundidad que iba de 2 a 4 m y perpendicular a la traza de la falla (**Fig. 5.3.a**). Se supuso que la falla San Mateo tiene un deslizamiento prácticamente vertical a su paso por el campo de “La Lechuguilla”, por lo que las secciones perpendiculares a la traza suelen resultar suficientes para estudiar los desplazamientos causados por la falla. Con una anchura directamente proporcional a la profundidad, y dejando un escalón en la pared este por cuestión de seguridad (es sumamente importante disminuir la inestabilidad de taludes), se excavó una trinchera apta para el trabajo de personas en su interior y donde se podía observar el registro geológico de los sedimentos del campo de “La Lechuguilla”.
- 2. Limpieza de las paredes:** una vez finalizados los trabajos con la excavadora, se procede a limpiar las paredes con rastrillos con la intención de quitar todas las marcas generadas por la pala de la máquina y así facilitar la observación y estudio de los depósitos (**Fig. 5.3.b**). Ese trabajo es importante hacerlo antes de que se endurezca el sedimento, porque eso permite diferenciar bien los materiales, las diferentes unidades y estructuras que se observan directamente en la pared de la trinchera excavada.
- 3. Instalación de la cuadrícula de referencia:** cuando las paredes están suficientemente limpias, se instala una malla de cordel debidamente nivelada (formando recuadros con líneas totalmente verticales y horizontales), que subdivide las paredes de la trinchera en celdas de 1 x 0,5 m y otras de 1 x 1 m (**Fig. 5.3.c**). A cada celda se le da un código para ordenarlas debidamente y tener todas las zonas de la trinchera georeferenciadas (A1, A2....B2, B3, etc.).
- 4. Identificación de fallas, unidades y muestreo:** en esta etapa se analizan con más detalle las paredes de la trinchera, marcando con chinchetas de diferentes colores todas las unidades y estructuras que se identifican, como son las fallas (**Fig. 5.3.d**) y las discontinuidades entre diferentes materiales (marcando los contactos entre unidades estratigráficas). A su vez se muestrea la materia orgánica encontrada, suelos y paleosuelos, e incluso trozos de cerámica (si se encuentran), con la intención de datar posteriormente en el laboratorio, todas las unidades sedimentarias necesarias que nos permitirán obtener la edad de los paleoeventos identificados en la trinchera. Al mismo tiempo, se hace una descripción detallada de los materiales y estructuras observadas, así como una primera interpretación (**Fig. 5.3.e**).



Fig. 5.3: etapas en la metodología utilizada en las trincheras paleosismológicas: a) excavación con maquinaria, b) limpieza de las paredes, c) mallado, d) y e) identificación de estructuras, f) toma de fotografías de las paredes y g) dibujo escalado.

- 5. Fotografía y dibujo de la trinchera a escala:** una vez marcadas todas las estructuras y anotados todos los datos, se prosigue a fotografiar toda la pared mallada (**Fig. 5.3.f**), celda por celda, con la intención de juntarlas posteriormente en la computadora creando un fotomosaico (conocido como *fotolog* y editado en Adobe Photoshop en esta ocasión). Igualmente se dibuja analógicamente un esquema en un papel milimetrado y a escala (**Fig. 5.3.g**), donde aparecen todos los materiales y estructuras que vemos en cada pared (unidades, fallas, bloques, cuñas coluviales, etc). Estos dibujos sirven para analizar los detalles del registro geológico e ilustrar digitalmente los resultados de la trinchera exploratoria.
- 6. Interpretación paleosismológica:** como última etapa del estudio paleosismológico está la interpretación, etapa en la que se determinan el número de eventos paleosismológicos registrados en los sedimentos recientes del campo de “La Lechuguilla”. También se interpretan los datos para proponer una o varias posibles evoluciones tectono-sedimentarias ocurridas en los depósitos estudiados. Con el análisis de las muestras recolectadas se podrán estimar las edades de los paleoterremotos registrados, y así calcular varios parámetros sísmicos de interés.

5.4. Resultados de las trincheras: *fotolog* y *log*

En este apartado se muestra de forma esquemática e ilustrativa el trabajo de gabinete realizado posteriormente al de las trincheras.

En la trinchera paleosismológica se descubrieron varias unidades estratigráficas de origen volcánico, con geometrías tabulares y prácticamente horizontales, las cuales están afectadas y desplazadas por la falla San Mateo. Esta actividad originó estructuras tectono-sedimentarias como cuñas coluviales al pie del escarpe recién formado. Estos materiales volcánicos (algunos con paleosuelos a techo), así como los materiales fluvio-lacustres depositados en la superficie actual del campo de “La Lechuguilla”, se describirán con más detalle a lo largo de este apartado.

En la **figura 5.4** se presenta el fotomosaico (o *fotolog*) realizado con el software Adobe Photoshop, donde se unieron las fotografías de cada celda de las paredes de la trinchera, y el log editado en Adobe Illustrator, donde se digitalizaron las principales estructuras y límites de unidades estratigráficas interpretadas en la trinchera paleosismológica de “La Lechuguilla” (finalmente y debido a su interés, solamente se analizaron 15 de los 24 metros de trinchera, del 9 al 24).

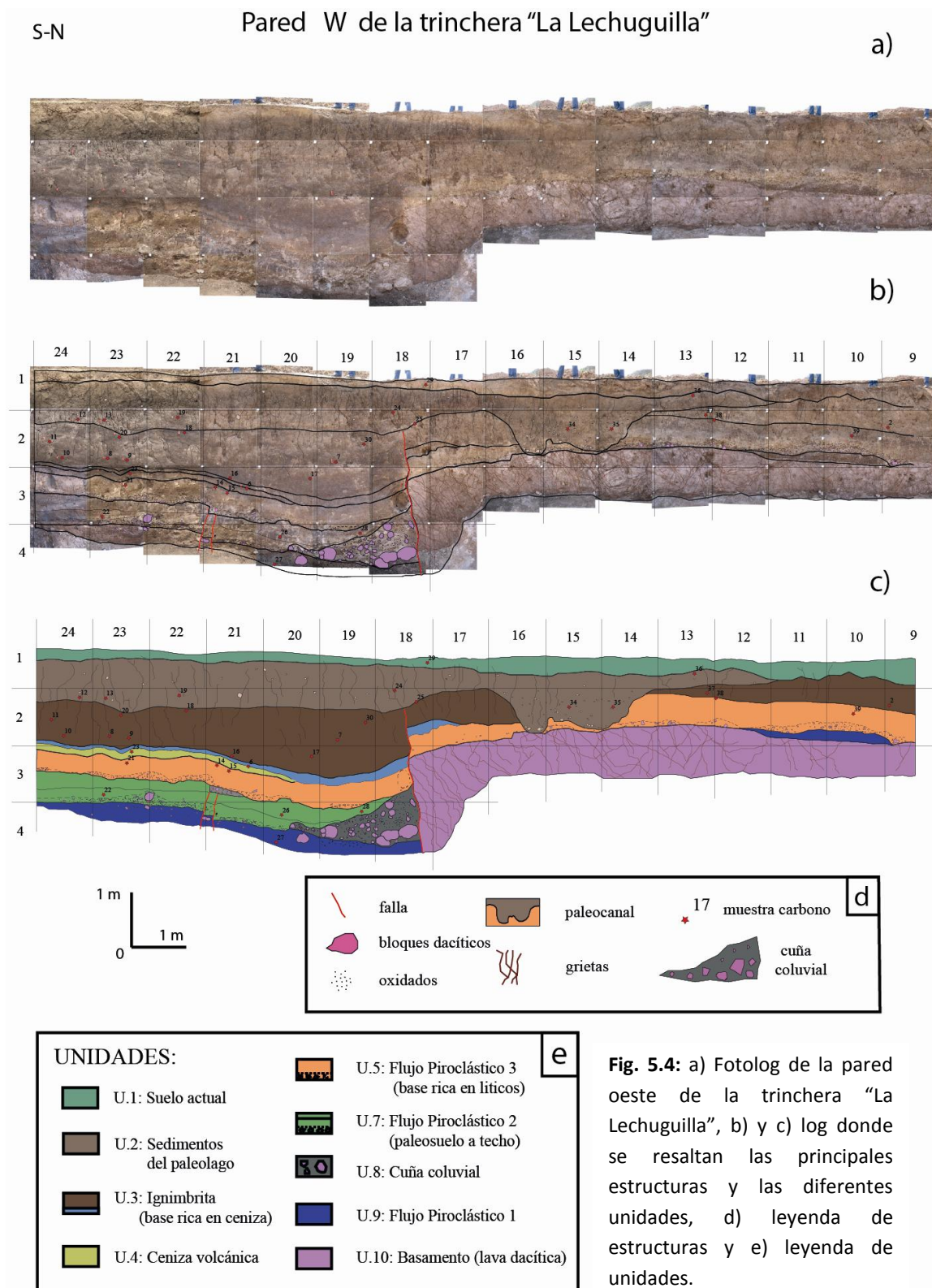


Fig. 5.4: a) Fotolog de la pared oeste de la trinchera "La Lechuguilla", b) y c) log donde se resaltan las principales estructuras y las diferentes unidades, d) leyenda de estructuras y e) leyenda de unidades.

En la leyenda **de la figura 5.4.e** se han clasificado las diferentes unidades estratigráficas por litologías para simplificar la figura. A continuación se describen los materiales que afloran en la pared oeste de la trinchera con más detalle, así como la deformación que han sufrido:

- Unidad 1: Depósito de unos 20-30 cm de espesor, compuesto por limos de color café-amarillo sin consolidar y algunos clastos (<5 cm) compuestos de lava dacítica. Contiene el 90% de matriz, con estratificación fina incipiente. Con un cambio de permeabilidad en la base y llena de raíces, esta unidad corresponde al suelo actual.
- Unidad 2: Depósito de arena y limos, con clastos redondeados de dacita de color marrón claro (medio oxidante). Estos clastos miden unos 5 cm y están mal clasificados, corresponden al 2-3% del total del depósito. Es un paleosuelo con estratificación columnar mal desarrollada, de color café-oscuro. Tiene una zona desarrollada sobre un paleocanal, que presenta laminación cruzada y una base rica en bloques (del metro 16 al 14 en **la Fig. 5.4**). Este nivel mide unos 80 cm de potencia, llegando a un espesor de más de 1 metro a la altura del paleocanal y acuñándose hasta desaparecer al norte de la trinchera (metro 11). Toda la U2 contiene mucho carbón apto para ser datado (método C14-AMS / espectrómetro de masa atómica). Los materiales de esta unidad 2 podrían corresponder a los sedimentos de lago depositados durante la presencia de un paleolago.
- Unidad 3: Es un depósito sin estructura, de color café-oscuro, compuesto por una arcilla plástica de grano muy fino con escasos líticos pequeños (entre 0.5 y 4 cm) y con algunas pómez. Tiene una base diferenciada rica en arena fina-media de color amarillo claro pobre en clastos que se acuña hasta desaparecer hacia el N de la trinchera (metro 17 **Fig. 5.4**). También presenta una estructura en columnas, con marcas de raíces y rica en carbón. Ésta U3 es una Ignimbrita pedogenizada completamente por el agua y transformada en suelo, con una oleada piroclástica rica en ceniza volcánica en la base. Este paleosuelo refleja un hiato, lo que indica un espacio temporal entre esta unidad 3 y la que se depositó por encima (a U2). Este nivel está afectado por la falla San Mateo (metro 18), el desplazamiento de la base de ceniza indica un salto vertical de la falla para ese paleoevento de ~60 cm. En la zona del bloque hundido (metro 19, justo al sur del plano de falla), existe una pequeña depresión donde esta unidad estratigráfica llega a los 1.40 m de potencia.
- Unidad 4: Depósito masivo, compuesto por arena fina-media de color amarillo-marrón claro, pobre en clastos y que se acuña hacia el norte hasta desaparecer sin presencia en el bloque levantado (metro 20, no está afectada por la falla). En el techo tiene una capa fina en carbón de 2-3 cm. Con una potencia de unos 15 cm, esta U4 es un nivel de ceniza volcánica de caída con un fino paleosuelo desarrollado a techo, lo que indica un hiato y lo separa de la U3.
- Unidad 5: Depósito de color naranja compuesto por una matriz de ceniza y cristales alterados, con presencia de líticos sub-redondeados y muy poca pómez, con una base rica en líticos (clastos de dacita de 3-8 cm), y con una fina capa de carbón en el techo (<5 cm). Este nivel, con una potencia uniforme de unos 50 cm a lo largo de toda su extensión (se mantiene su espesor), está afectado también por la falla principal, con un desplazamiento vertical de 0,6 m ($dv = 0,6m$). La U5 es un depósito

de flujo piroclástico alterado con una base de rezago rica en líticos y poca pómez, con un paleosuelo de unos 4 cm en el techo de la unidad que refleja un hiato.

- Unidad 7: La U7 solo está presente en el bloque hundido (nivel de 30 cm de potencia que se acuña hacia el norte hasta desaparecer) y no llega a estar afectada por la falla principal, pero sí por un par de fallas antitéticas que desplazan verticalmente los materiales unos 15 cm. Este depósito se puede subdividir en tres partes. El techo es un depósito de color marrón oscuro, sin líticos y con trozos de pómez pequeños angulosos a sub-redondeados (<1cm), con una matriz de arena fina y rica en materia orgánica oscura. La parte central es de color café rojizo, con pómez blanca angular (<4 mm) y pobre en líticos, con una matriz de ceniza alterada. La base es erosiva, rica en líticos con clastos de dacita de hasta 20 cm de diámetro. Esta unidad es el depósito resultante de un flujo piroclástico con una base de rezago rica en líticos arrastrados (similar al flujo que origino la U5), con un paleosuelo bien desarrollado en el techo de unos 12 cm y rico en carbón apto para datar.
- Unidad 8: Este depósito se encuentra a continuación del plano de falla (tanto para la falla principal como para las fallas antitéticas secundarias, aunque más pequeño). Es un depósito muy mal seleccionado, con una matriz formada por arcilla, limos y arena, con muchos líticos de pocos centímetros (muchos oxidados), hasta bloques de composición dacita y sub-redondeados de hasta 50 cm. Con su forma triangular, la U8 es una cuña coluvial formada por el colapso de parte del escarpe formado en el terreno a durante un paleoterremoto. Una explicación de porqué son sub-redondeados los bloques que conforman la cuña coluvial seria la posible alteración hidrotermal que sufre la lava del basamento.
- Unidad 9: Depósito de color café rojizo, compuesto por una matriz de ceniza fina alterada a lodo, con bastantes líticos en la base y parte media, angulosos a sub-redondeados, miden de 1-8 cm y son de lava dacítica. La U9 es el resultado de otro flujo piroclástico. La excavación no fue lo suficientemente profunda para llegar a la base de este flujo, por eso no sabemos el espesor total (más de 25 cm). Este nivel no tiene continuidad en toda la extensión de la trinchera, se distribuye en todo el bloque hundido destapado, pero se pierde después de la falla, volviendo a aparecer en forma de lentejuela en el bloque levantado (m 11-10 de la **Fig. 5.4**).
- Unidad 10: Esta unidad es una roca masiva, de color rosa-morado y muy deleznable debido al intemperismo (fácil de romper), con fracturas rellenas de arcilla. Esta roca volcánica contiene cristales de cuarzo, plagioclasa y minerales ferro-magnesianos oxidados. Es la misma roca que se encuentra en los altos de los escarpes que forman las fallas que cortan el VT. Es la lava dacítica que conforma el basamento de todas las demás unidades estratigráficas. Este basamento rocoso está cortado por la falla y solo aflora en el bloque levantado.

En la **figura 5.5** se puede apreciar con más detalle la distribución de algunas de las unidades y estructuras descritas en este apartado.

La disposición prácticamente horizontal de los niveles estratigráficos, y la situación geográfica (encima del edificio volcánico) hacen pensar que las unidades corresponden a diferentes avenidas de materiales volcánicos, generados en diferentes periodos de actividad del volcán Temascalcingo, con los materiales más antiguos en profundidad y lo más reciente hacia la superficie. La diferencia de colores, la variedad de litologías y unidades, han ayudado en el análisis de este estudio paleosismológico.

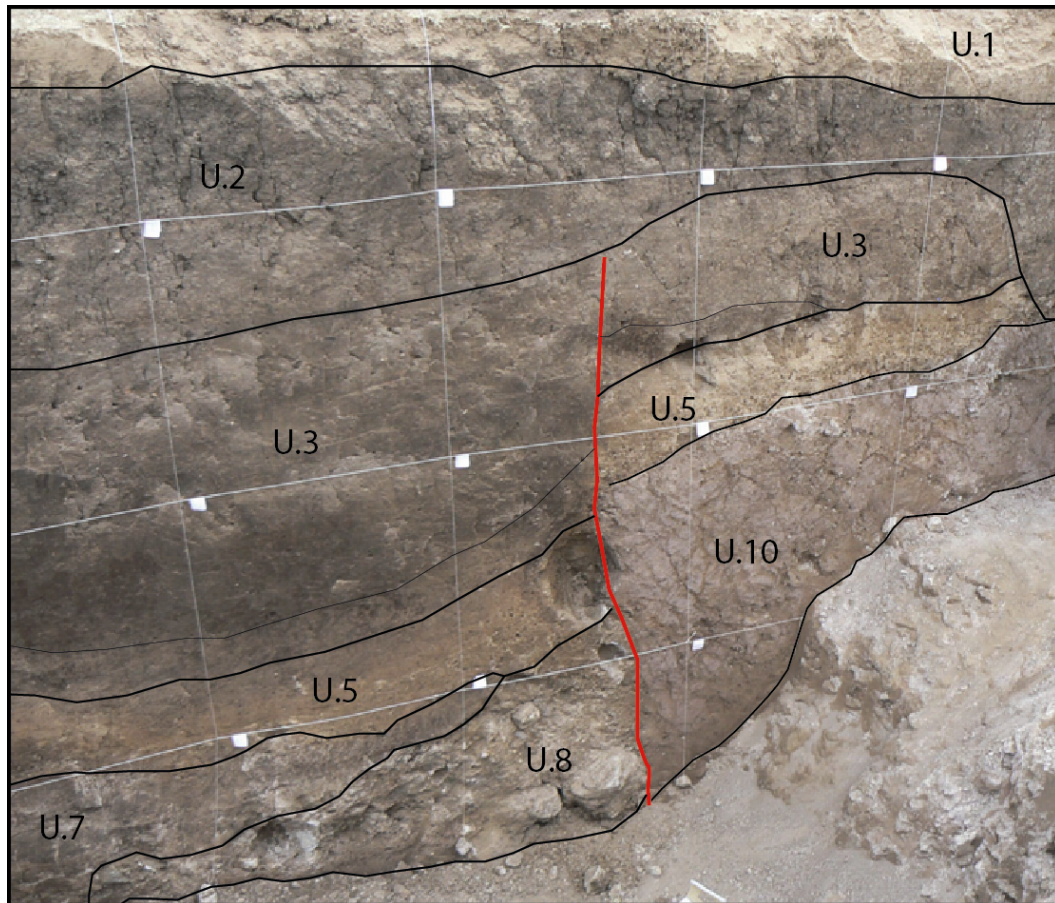


Fig. 5.5: Esquema que muestra la zona de la falla ampliada, donde se aprecia como varas unidades están desplazadas (dimensión de la malla 1 x 1 m). U.1: suelo actual, U.2: Sedimentos del paleolago, U.3: Ignimbrita (base rica en ceniza), U.5 y U.7: Flujos Piroclásticos, U.8: Cuña coluvial y U.10: Basamento de lava dacítica fracturada.

El estudio de las dos paredes de una trinchera paleosismológica sirve para contrastar y corroborar las observaciones y complementar las descripciones de las litologías y las estructuras. En la **figura 5.6** se presenta el log y el fotolog de la pared este de “La Lechuguilla”, donde prácticamente se repite el mismo escenario que en la otra pared (separada por tan solo 2-3 m), pero con dos diferencias destacables: 1) la presencia de una unidad nueva que no aparecía en la pared oeste (U6: depósito de arena amarilla-blanca, bien seleccionada y que se ha interpretado como una caída de ceniza volcánica), y 2) en vez de tener una cuña coluvial en el pie del plano de falla, hay un

relleno de fractura que se abrió probablemente por un paleosismo (arcilla plástica). Debido al escalón en la trinchera, mirando el fotolog de **la figura 5.6** parece que haya dos fallas. Sin embargo, es la misma estructura vista en dos planos diferentes.

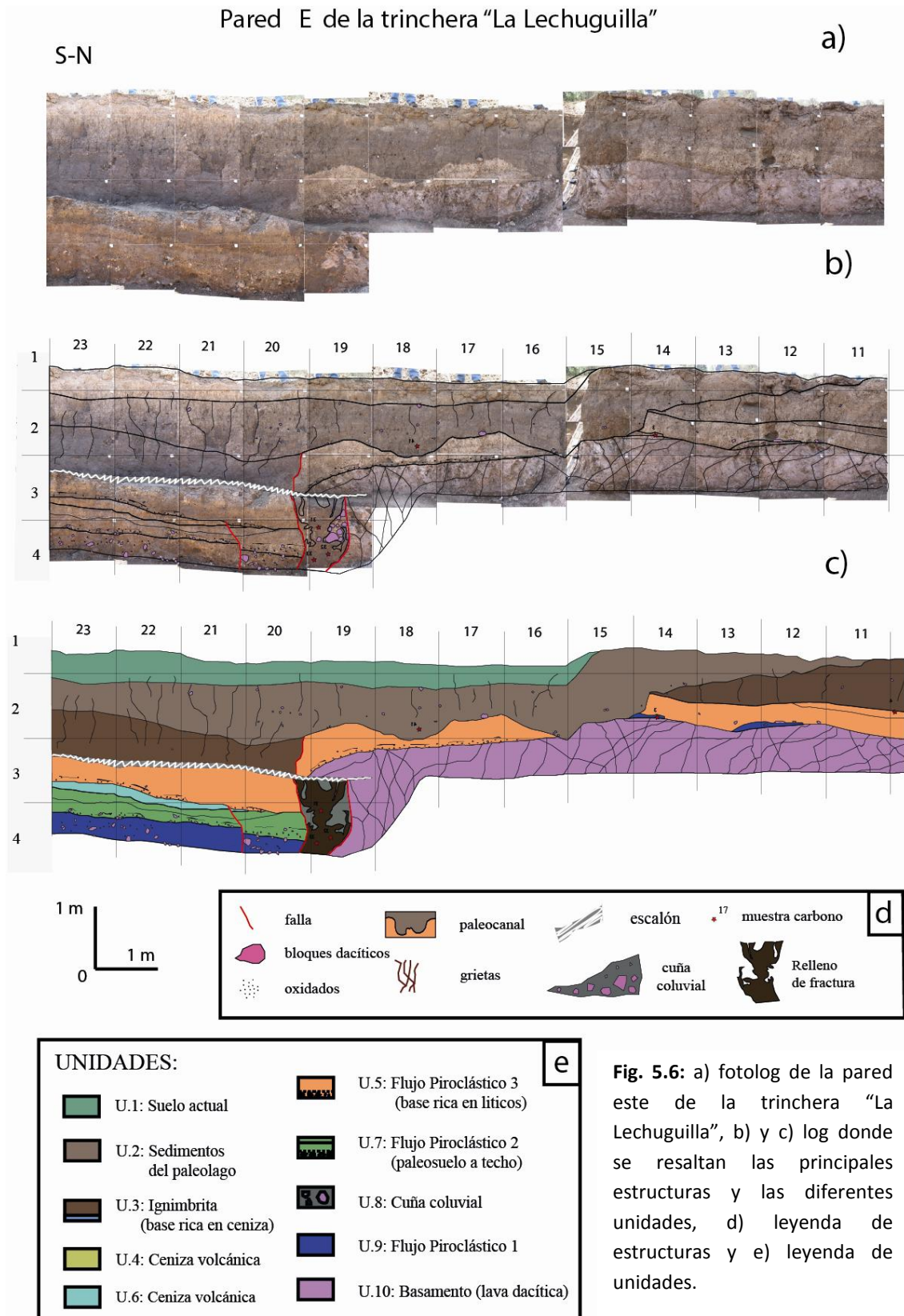


Fig. 5.6: a) fotolog de la pared este de la trinchera "La Lechuguilla", b) y c) log donde se resaltan las principales estructuras y las diferentes unidades, d) leyenda de estructuras y e) leyenda de unidades.

5.4.1. Dataciones

Como se comentó anteriormente en este capítulo, conseguir muestras para datar es una tarea imprescindible para llegar a conocer las edades de los paleosismos ocurridos, y también para poder realizar cálculos como el intervalo de recurrencia de grandes terremotos.

Las muestras que se recogieron de las paredes de la trinchera excavada en el campo de “La Lechuguilla” fueron básicamente y tal como se esperaba, restos de materia orgánica (m.o) como trozos de madera carbonizada y partes de paleosuelos ricos en m.o. diseminada. Estas muestras fueron enviadas a dos laboratorios diferentes para analizarlas mediante el método del C14, y así poder contrastar y corroborar los resultados. Uno de estos laboratorios es el *Radiocarbon laboratory, Department of Geosciences* de la *University of Arizona, Tucson, USA*, donde se enviaron 4 muestras (la 12, 26, 27 y 30). El otro laboratorio donde se enviaron 5 muestras más fue el *Laboratoire de Mesure du Carbone 14, UMS 2572, Gif sur Yvette, France* (se enviaron las muestras 18, 24, 25, 28 y la 15, sin embargo el análisis de esta última muestra fallo y no obtuvimos ningún resultado).

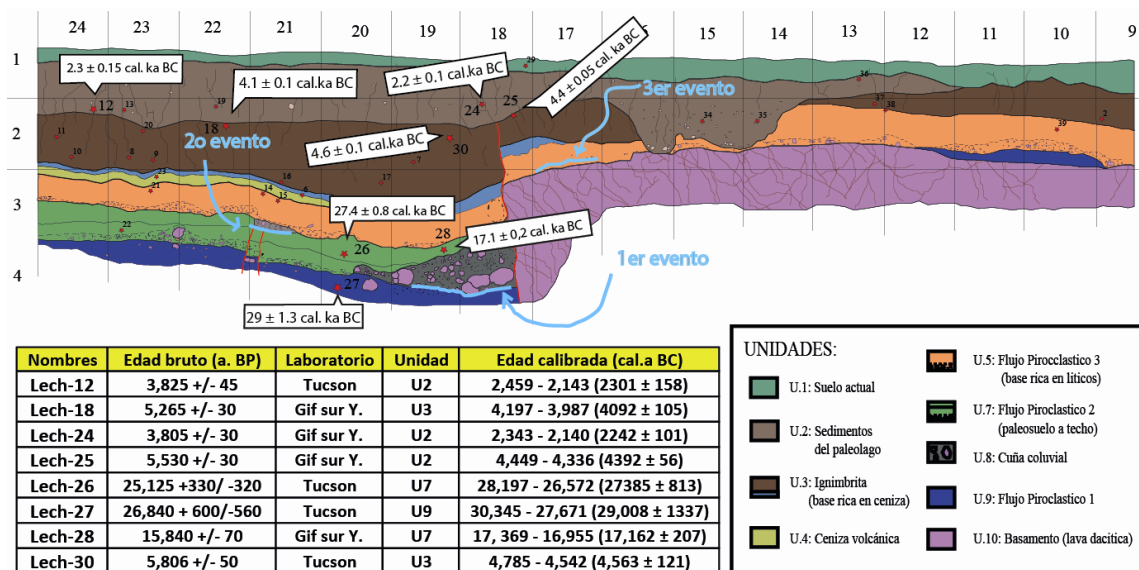


Fig.5.7: Log de la pared oeste de la trinchera “La Lechuguilla” con las edades brutas de las muestras de carbón analizadas y los eventos paleosísmicos identificados. La tabla muestra los resultados del análisis de las muestras por el método del C14, el laboratorio donde se analizó la muestra, la unidad estratigráfica de donde se recolectó y las edades calibradas de las muestras.

En la **figura 5.7** se presenta una tabla con los resultados de estas dataciones por el método del C14. Se muestran las edades en bruto (años antes del presente, BP) y las edades calibradas a partir de la interface conocida como OxCal 4.2 de Ramsey (2013),

de la *University of Oxford*. Las edades calibradas se presentan en años antes de Cristo (a. cal.BC) y en los Anexos 1 de la página 88-92 se muestran las gráficas de calibrado extraídas con OxCal 4.2 para cada muestra. En la **figura 5.7** también se incluye el log de la pared oeste con las edades brutas (BP) de cada muestra analizada.

5.5. Interpretación:

Después de las descripciones de los materiales y las estructuras observadas en la trinchera, se interpretaron hasta 3 eventos paleosísmicos que quedaron registrados en los materiales del campo de “La Lechuguilla”, los cuales se explican a continuación y se señalan en el log de **la figura 5.7**:

1. El primer y el más reciente paleoevento de los tres interpretados en la trinchera (Ev.1), se interpretó a partir del desplazamiento vertical que hay entre la U5 y la U3. Este evento paleosísmico provocó una ruptura superficial a lo largo de la traza de la falla San Mateo que generó un desplazamiento vertical (dv) de aproximadamente unos 0.6 m (**Fig. 5.7**). La unidad 2 no está deformada por la falla, lo que indica que fue sedimentada posteriormente al evento paleosísmico en cuestión. Para acotar la edad de este último evento, se analizaron muestras de carbono situadas a techo de la U3 y muestras situadas en la base de la U2, lo que dio una antigüedad aproximada de entre los 4,197 y 2,143 años antes de Cristo (a. cal.BC).
2. Un segundo evento paleosísmico (Ev.2), fue interpretado a partir de las fallas antitéticas que deforman los materiales del bloque hundido. Analizando tanto el log de la pared oeste como el de la pared este de la trinchera “La Lechuguilla” (**Fig. 5.4 y 5.6**), se observa que la deformación generada a través de estas dos fallas secundarias se detiene en la base de la unidad 5 sin afectarla. Esto indica que se produjo un terremoto (con ruptura superficial y un $dv \sim 0.15$ m) antes de la deposición del flujo piroclástico que conforma la U5 (de color naranja en el log). Este evento también pudo provocar deformación superficial a lo largo de la falla principal, con un $dv \sim 0.15$ m que dio lugar al plegamiento de las unidades. Para datar este segundo evento se fecharon: la última unidad afectada por la deformación y la primera sin deformar, es decir, la U7 y la U5 (de esta manera se consigue constreñir la antigüedad del paleoevento y se estima una edad). La muestra número 28 extraída del paleosuelo de la unidad 7 (de color verde en el log), indica que en 16,955 a. cal.BC era todavía un suelo con vegetación viva (**Fig. 5.7**). No sabemos la edad de la U5 todavía, ya que el análisis de la muestra 15 no se pudo concluir exitosamente, por lo que se utilizó el dato aportado por el análisis de la muestra 30 (situada en una unidad superior, la U3). Las edades más cercanas con

las que se puede acotar el segundo evento paleosísmico registrado en “La Lechuguilla” son entre los 17,369 y los 4,542 a. cal.BC.

3. El tercer sismo y el más antiguo registrado (Ev.3), viene indicado por la presencia de una cuña coluvial en el bloque hundido de la falla principal. Este tipo de estructuras deposicionales, se forma a partir del material desprendido de un escarpe sin-tectónico; escarpe originado como resultado del movimiento relativo de los bloques durante un terremoto (McCalpin, 2006). En este caso, la falla levantó el bloque norte formando un proto-escarpe inestable de aproximadamente 1 metro, la fuente de donde se desprendieron los bloques de dacita que rellenaron la depresión, y formaron la cuña coluvial cosísmica. Estimamos el $dv \sim 1$ m para este evento 3, teniendo en cuenta los 0.6 m que se desplazaron durante el Ev.1 y restando los 0.15 m de cuña coluvial formada como consecuencia del Ev.2 al depósito coluvial total que se observa en la pared oeste. Para determinar la edad del evento sísmico que desencadenó la formación de esta cuña coluvial mayor, se intentó datar directamente ese mismo depósito, lo cual fue imposible visto que no contenía material apto para datación. La alternativa que se tomó, fue estimar su edad a partir de las edades de las unidades inmediatamente inferior y superior a la cuña, es decir, encontrar la edad de la U.9 y la U.7. De esta manera se pudo constreñir lo máximo posible, la edad de la cuña coluvial y en consecuencia la edad del paleoterremoto. Para ello se analizaron las muestras 26, 27 y 28, lo que nos indicó que el evento paleosísmico más viejo registrado en estos depósitos de “La Lechuguilla” ocurrió entre los años 26,572 a 30,345 a. cal.BC.

En la **figura 5.8** se presenta un diagrama de tiempo, donde se sitúan temporalmente los tres eventos paleosismológicos identificados en la trinchera de “La Lechuguilla”.

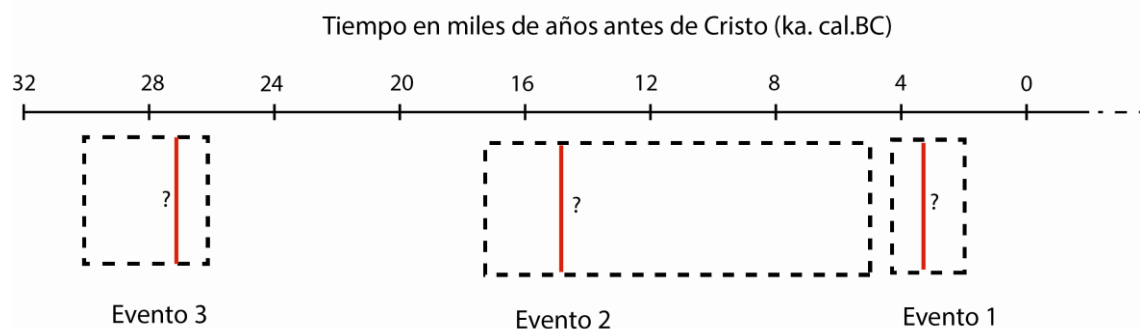


Fig. 5.8: Diagrama de tiempo con los paleoeventos interpretados en “La Lechuguilla”. Los recuadros con línea negra discontinua indican el rango de tiempo estimado en que ocurrieron los paleoterremotos. La línea roja representa el momento con mayor probabilidad en que ocurrió el evento, basada en el intervalo de retorno de grandes terremotos que se estima en el siguiente apartado de este tema y es ~ 12 ka.

5.5.1 Análisis por retrodeformación

Una vez identificados y descritos los paleosísmos registrados en la trinchera, se interpretó una evolución tectono-sedimentaria que explica la distribución de los depósitos tal y como se encuentran hoy en día en el campo de “La Lechuguilla”, situando los momentos en que se produjeron terremotos con ruptura superficial (es decir, los tres paleosísmos identificados). Este análisis evolutivo se conoce en paleosismología como **Análisis por retrodeformación**, en el cual se muestra de forma esquemática, las fases más relevantes dentro de la secuencia evolutiva estratigráfica, desde el pasado hasta la actualidad (**Fig. 5.9**) y que se explica a continuación:

1. Estratigrafía que presentaba el campo de “La Lechuguilla” hace aproximadamente 30 mil a. cal.BC.
2. Se produce el primer sismo con ruptura superficial registrado, ocurrido entre los años 30 – 27 ka. cal.BC y creando un escarpe de ~ 1 metro, cortando el basamento de dacita (unidad morada, U.10) y el flujo piroclástico que lo cubría (unidad azul oscuro, U9).
3. Deposición de una cuña coluvial que rellena la depresión tectónica formada en el bloque superior (Unidad 8).
4. Flujo piroclástico que acaba de rellenar la depresión y aplanar la topografía (unidad verde, U7. No se encuentra depósito en el bloque inferior).
5. Se produce el segundo evento paleosísmico registrado en la trinchera, ocurrido entre los años 17,364 y los 4,542 cal.BC, rompiendo la superficie a lo largo de la falla principal y también a través de dos nuevas fallas antitéticas y secundarias a la principal, con un $dv \sim 0.15$ m para ambas estructuras.
6. Se deposita una pequeña cuña coluvial al pie de este nuevo escarpe (fallas antitéticas).
7. Por encima y cubriéndolo todo, se depositan más unidades estratigráficas de origen volcánico como otro flujo piroclástico (unidad naranja, U5), cenizas de caída (unidad amarilla, U4) y una ignimbrita con la base rica en ceniza (unidad marrón oscuro con base azul claro, U3).
8. Se produce el tercer y último paleoterremoto registrado, el cual rompe hasta la superficie solamente por la falla principal. Este evento paleosísmico ocurrió entre los años 4,197 y 2,143 cal.BC, creando un desplazamiento vertical de 0.6 m aproximadamente.
9. Se registra una erosión y posterior deposición de los materiales fluvio-lacustres más recientes (unidad marrón claro y unidad verde, U2 y U1).

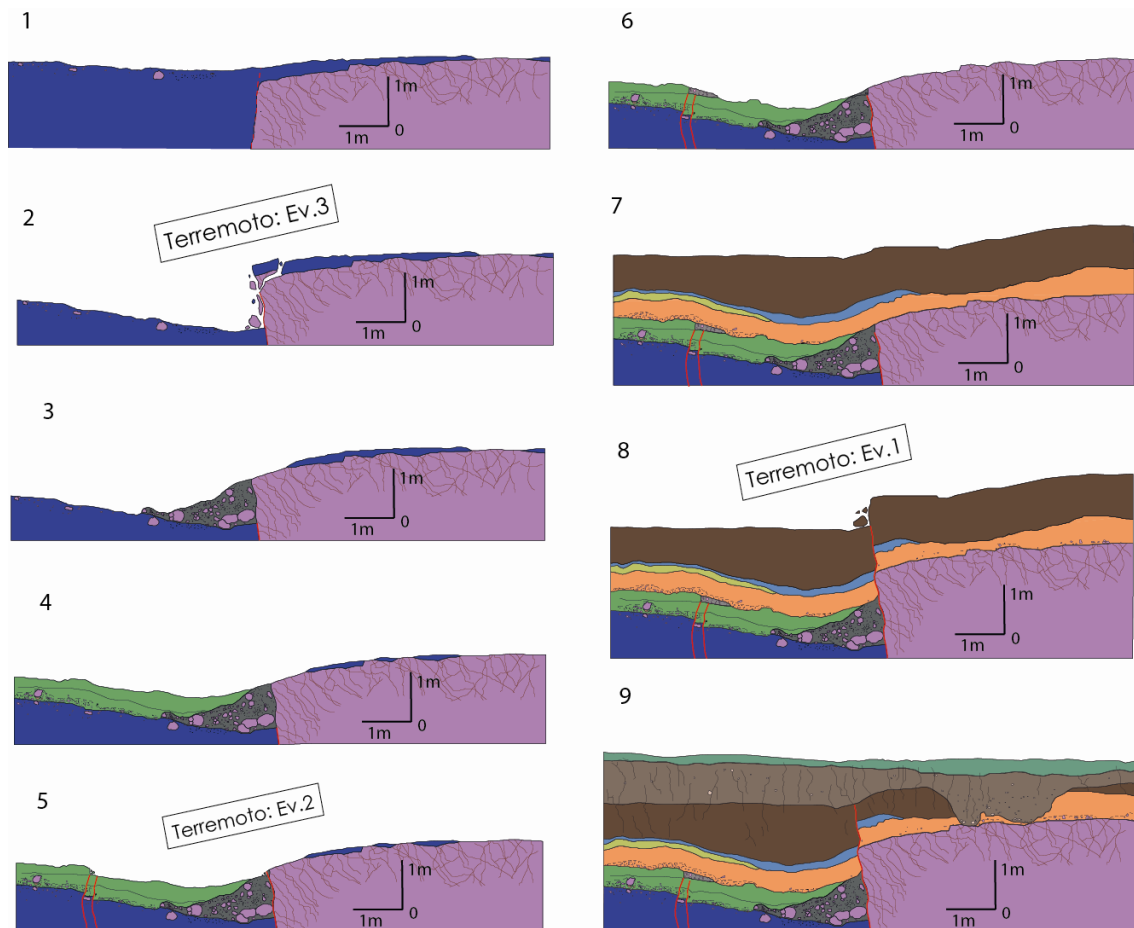


Fig. 5.9: Análisis por retrodeformación de la pared este de la trinchera “La Lechuguilla”.

5.6. Discusión: Estimación del potencial Sismogénico

Los resultados conseguidos a partir del estudio paleosismológico realizado en el campo de “La Lechuguilla”, permiten descubrir que la falla San Mateo ha estado activa recientemente (ha habido como mínimo 3 sismos con ruptura superficial en los últimos 32 mil años) y que ha sido y puede volver a ser una fuente primaria de terremotos, independientemente de que se muevan a la vez otras fallas del graben de Acambay o no. Esa característica precisa la amenaza sísmica en la zona cercana a la falla San Mateo, la cual era desconocida hasta la fecha. Estimar el potencial sismogénico que es capaz de producir la falla San Mateo nos permite cuantificar esa amenaza.

Las evidencias primarias, los datos paleosísmicos adquiridos en las trincheras y los datos geomorfológicos, como son la longitud, la superficie de ruptura y desplazamiento vertical de falla, son usadas normalmente para la determinación de paleomagnitudes mediante formulas empíricas y teóricas (Wells y Coopersmith 1994, Mc Calpin 2006, Wesnousky 2008 y Hanks y Kanamori 1979).

A continuación se presentan los cálculos utilizados para estimar varios parámetros sísmicos que describen el potencial sismogénico de la falla San Mateo:

a) Tasa de desplazamiento (*slip rate*):

La estimación de la tasa de desplazamiento se realizó considerando solamente los desplazamientos acumulados en el plano de falla correspondientes a los últimos tres eventos interpretados en la trinchera “La Lechuguilla” ($dv \sim 1.6 - 1.75$ m). Los materiales afectados por estos tres paleosismos considerados, son de una edad inferior los 30 ka. cal. BC. Para obtener una primera aproximación de la velocidad de la falla San Mateo, se siguió el criterio de McCalpin (2006), donde:

$$SR = \text{Desplazamiento total (mm)} / \text{Edad de los materiales (años)} = \\ 1600 - 1750 \text{ mm} / 32,000 = 0.05 - 0.055 \text{ mm/año}$$

Para la falla San Mateo resultó una tasa de desplazamiento vertical mínimo (o *slip rate*) de unos 0.05 mm por año (sin considerar un posible componente oblicuo desconocido).

b) Intervalo de recurrencia o retorno (ciclo sísmico):

El intervalo de recurrencia de fuertes paleoterremotos producidos por la falla San Mateo, se estimó considerando los 3 paleoeventos identificados en la trinchera “La Lechuguilla”, aplicando también la fórmula de McCalpin (2006):

$$RI = D / (S - C) = 600 \text{ mm} / 0.05 \text{ mm/a} = 12 \text{ ka}$$

RI=Intervalo, D= desplazamiento vertical (dv) durante un único evento de fallamiento (promedio), S = tasa de desplazamiento cosísmico (slip rate), C=creep (=0, como no se tiene información se supone que no hay creep).

El valor anterior del intervalo de recurrencia, se corrobora haciendo la relación entre los eventos ocurridos y los años transcurridos. Es decir, entre el Ev.1 y el Ev.3 han pasado de 28 a 22 ka aproximadamente, por tanto, se estima que en la falla San Mateo ocurre un evento sísmico cada 14 - 11 ka.

Los eventos sísmicos producidos en la falla San Mateo podrían activarse tanto como consecuencia de: 1) su propia ruptura como fuente primaria y 2) por una ruptura como fuente secundaria a la ruptura principal de la falla de Acambay – Tixmadejé o la de Pastores.

Si comparamos el RI estimado mediante la fórmula de McCalpin (2006) con la cronología de los tres paleoeventos que se presenta en **la figura 5.8** (basada en las

edades máximas y mínimas calibradas de cada muestra), se desprende que el intervalo de retorno entre el Ev.1 y el Ev.2 podría llegar a ser de tan solo 300 años hasta de 15.2 ka, y el intervalo entre Ev.2 y Ev.3 podría llegar a los 25 ka.

c) Estimación de la paleomagnitud:

Entre los parámetros necesarios para determinar el potencial sismogénico de una falla, la magnitud del paleoterremoto es uno de los más importantes (Reiter, 1988). La estimación de la paleomagnitud, se obtuvo a partir de dos datos cosísmicos por separado: por una parte el desplazamiento vertical (D) y por otra la longitud de ruptura (L) de la falla. Se calculó la magnitud (M_w) basada en el momento sísmico (M_0), aplicando formulas de diferentes autores, para comparar y corroborar los resultados, como se presenta a continuación:

Con las formulas empíricas de Wells y Coopersmith (1994):

Para calcular la magnitud del terremoto que provocaría la ruptura de los 13 km (SRL) que mide la falla San Mateo (tramo cartografiado sobre el flanco norte del volcán Temascalcingo, **Fig. 5.10**), primeramente se utilizó la formula siguiente:

$$M_w = 5.08 + 1.16 * \log (SRL) \pm 0.2 \quad (SRL: longitud ruptura superficial en Km)$$

La **paleomagnitud** estimada de la falla San Mateo, mediante la **longitud de ruptura** (13 km), resulta **$M_w = 6.4 \pm 0.2$** (con una desviación estándar de $\sigma = 0.2$ para el cálculo de M_w a partir de SRL).

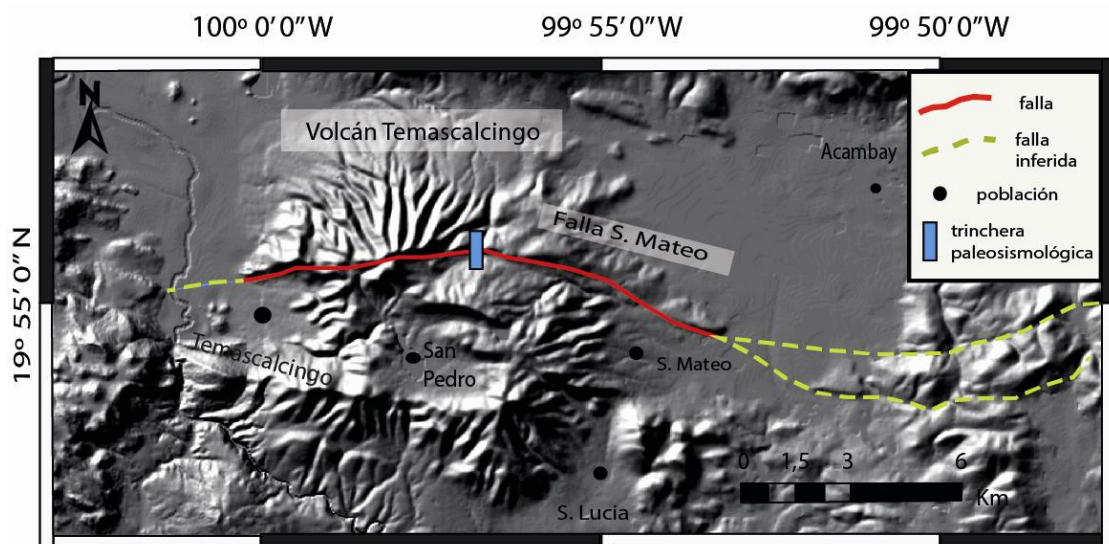


Fig. 5.10: Mapa de la zona central del graben de Acambay. El tramo de la falla San Mateo cartografiado basándonos en la señal geomorfológica (que mide 13 km), se representa con la línea roja, y las líneas amarillas discontinuas representan posibles tramos de esta falla, llegando a una longitud de falla inferida que podrá llegar hasta 25 km.

Calculamos las **paleomagnitudes** de cada evento paleosísmico registrado en las paredes de la trinchera “La Lechuguilla”, por separado y a partir del **desplazamiento vertical (dv)**, a partir de la formula siguiente (también de Wells y Coopersmith, 1994):

$$M_w = 6.69 + 0.74 * \log (dv) \pm 0.1 \quad (dv: \text{desplazamiento vertical, en m})$$

Las paleomagnitudes de cada evento sísmico mediante este método, se presentan en la tabla siguiente (**Fig. 5.11**):

	Edad (ka. cal.BC)	Desplazamiento vertical (m)	Mw (W & C, 1994)
Evento 1	4.2 – 2.1	0.6	6.53 ± 0.1
Evento 2	17.4 – 4.5	0.15	6.08 ± 0.1
Evento 3	30.3 – 26.6	1	6.69 ± 0.1

Fig. 5.11: Tabla de paleomagnitudes de cada evento calculados a partir de los desplazamientos verticales (dv) con las formulas de Wells y Coopersmith (1994). La tabla incluye las edades aproximadas de los paleoeventos. Este autor calculó una desviación estándar de $\sigma = 0.2$ para el cálculo de M_w a partir de dv.

Wesnousky (2008):

Este autor formuló empíricamente una ecuación logarítmica ajustada para el contexto geológico del “*Basin and Range*” (zona cortical afectada por fallas normales, como es el caso del Graben de Acambay, donde se encuentra la falla estudiada San Mateo). Esta ecuación es la siguiente:

$$M_w = 6.12 + 0.47 * \log (SRL) \pm 0.27 \quad (SRL: \text{longitud ruptura superficial en km})$$

Si se considera una **longitud** de la falla San Mateo igual a **13 km**, la magnitud será **$M_w = 6.64 \pm 0.27$** (este autor calculó una desviación estándar de $\sigma = 0.27$ para M_w).

Hanks y Kanamori (1979):

Estos autores calcularon la paleomagnitud a partir de bases teóricas y no empíricamente, utilizando esta vez, ambos datos cosísmicos juntos en una misma ecuación: la longitud de la ruptura (L) y el desplazamiento (D) de la falla.

$$M_w = 2/3 \log * M_0 - 10.7 \quad (\text{donde } M_0 \text{ es el momento sísmico})$$

El momento sísmico es $M_0 = \mu D_{prom} A = \mu D_{prom} L W = \mu D_{prom} (4/3 SRL) W$, donde:

μ : rigidez de la corteza $\mu = 3 \times 10^{11}$ dyne/cm²

D_{prom} : desplazamiento vertical promedio en cm

A : área del plano de falla

L : longitud de ruptura sub-superficial en cm ($L = 4/3$ de la ruptura superficial)

SRL : longitud de ruptura superficial en cm ($SRL = 13$ km)

W : anchura del plano de falla en cm (15 km, dado por la sismicidad, **Fig. 5.12**)

Al sustituir los valores de M_0 directamente en la formula de M_w , resulta una magnitud de **$M_w = 6.41$** para el **desplazamiento promedio de los 3 eventos (de 0.6m)**:

$$M_w = \log (\mu (4/3 SRL) W D_{prom}) - 16.05 / 1.5 =$$

$$M_w = \log (3 \cdot 10^{11} (1.73 \cdot 10^6 \text{ cm}) 60) * (1.5 \cdot 10^6) - 16.05 / 1.5 = 6.41$$

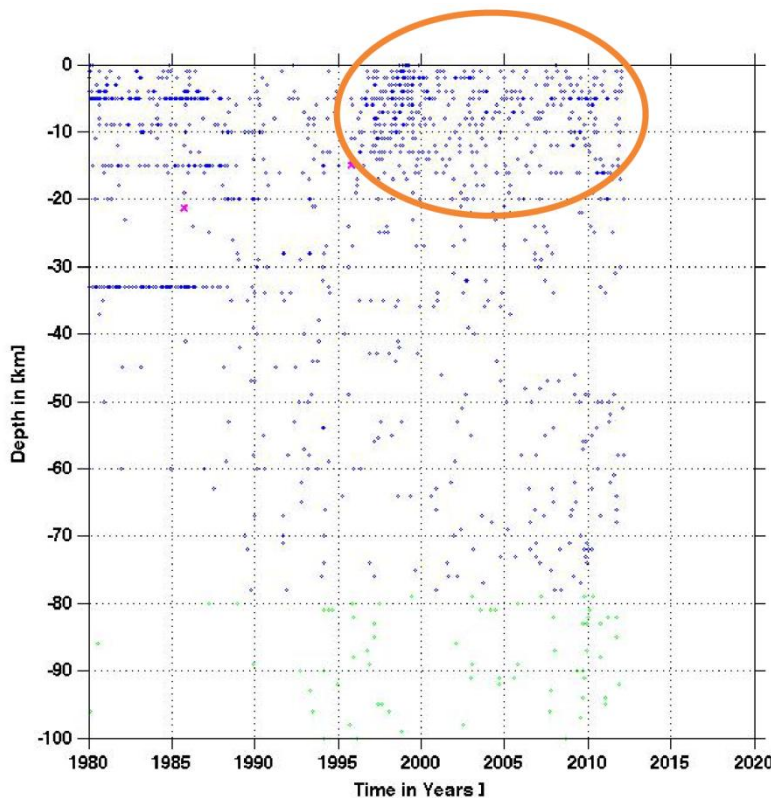


Fig. 5.12: Gráfico que muestra el perfil de la sismicidad en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Los datos sísmicos se representan por edad y profundidad. La elipse naranja indica la zona de la corteza con más densidad de sismos, lo que se interpreta como el ancho (W) de los planos de fallas de esta provincia geológica mexicana ($W = 15$ km).

En la tabla de la **figura 5.13** se presentan los resultados de los cálculos de las paleomagnitudes según Hanks y Kanamori (1979):

	Edad (ka. cal.BC)	Desplazamiento vertical (m)	Mw (H & K, 1979)
Evento 1	4.2 – 2.1	0.6	6.41
Evento 2	17.4 – 4.5	0.15	6.1
Evento 3	30.3 – 26.6	1	6.56

Fig. 5.13: Tabla de paleomagnitudes para cada evento calculados a partir de los desplazamientos verticales (dv) y la longitud de la ruptura superficial (SRL=13 km) con las formulas de Hanks y Kanamory (1979). La tabla incluye las edades aproximadas de los paleoeventos.

d) Estimación del terremoto máximo:

El terremoto máximo probable se considera como el terremoto más grande que pueda ocurrir en un determinado intervalo de tiempo en una sección de la falla (De Polo y Slemmons 1990).

Este parámetro se estimó utilizando una longitud de ruptura superficial inferida, donde se interpretó que la traza de la falla San Mateo podría continuar por debajo de los sedimentos del valle de Acambay por el oeste, y por debajo de los sedimentos del valle de Temascalcingo hacia el este. Si esos tramos de falla inferidos llegasen a romperse todos juntos en un mismo evento, la longitud de ruptura superficial de la falla San Mateo podría llegar a ser de hasta 25 km de longitud (**Fig. 5.10**). Substituyendo en las formulas anteriores, pero con el nuevo valor de la longitud (SRL = 25 km), obtenemos una magnitud de terremoto máximo de:

Wells y Coopersmith (1994): $M_w = 5.08 + 1.16 * \log (SRL) = 6.7$

Weusnousky (2008): $M_w = 6.12 + 0.47 * \log (SRL) = 6.77 \pm 0.27$

Hanks y Kanamori (1979): $M_w = \log (\mu (4/3 SRL) W D_{prom}) - 16.05 / 1.5 = 6.67$

Para poder comparar mejor los datos, se integraron todos los resultados obtenidos después del proceso de estimación de paleomagnitudes y de la magnitud del máximo terremoto que puede producir la falla San Mateo. Estos datos se presentan en la tabla de la **figura 5.14**:

	Edad (ka)	Dv (m)	Mw (W & C, 1994)	Mw (Weusnouski, 2008)	Mw (H & K, 1979)
Evento 1	4.2 – 2.1	0.6	6.53 ± 0.2	∅	6.41
Evento 2	17.4 – 4.5	0.15	6.08 ± 0.2	∅	6.1
Evento 3	30.3 – 26.6	1	6.69 ± 0.2	∅	6.56
Longitud falla San Mateo (SRL=13 km)	∅	∅	6.4 ± 0.1	6.67 ± 0.27	6.56
Terremoto Máximo (SRL=25km)	∅	?	6.7 ± 0.1	6.77 ± 0.27	6.67

Fig. 5.14: Tabla de magnitudes, estimadas a partir de las formulas propuestas por Wells y Coopersmith (1994), por Weusnouski (2008) y por Hanks y Kanamori (1979). En la misma tabla se incluyen también las edades de los paleoterremotos registrados y el desplazamiento vertical cosísmico.

5.7 Resultados del análisis paleosismológico

El estudio paleosismológico realizado en la falla San Mateo, una falla que afecta el flanco norte del volcán Temascalcingo, situado en la zona central del graben de Acambay, demuestra que: la falla San Mateo esta activa y que en los últimos 32 ka ha generado por lo menos 3 terremotos de magnitud mayor a 6 ($M_w > 6$), que han provocado rupturas superficiales.

Comparando los resultados obtenidos a partir de la estimación de parámetros sísmicos (que se muestran en la tabla de la **Fig. 5.13**), vemos que las magnitudes obtenidas mediante varias formulas (empíricas y teóricas), propuestas por tres autores diferentes, como son Wells y Coopersmith (1994), Weusnousky (2008) y Hanks y Kanamory (1979), son muy similares. Estos resultados indican unas paleomagnitudes que oscilan entre 6.1 y 6.69, para los eventos sísmicos provocados por la falla San Mateo y registrados en los materiales del campo de “La Lechuguilla”.

En cuanto a la magnitud del terremoto máximo que podría causar la falla San Mateo considerando que, en un mismo evento se llegara a romper el tramo cartografiado de la falla (13 km de longitud), más los tramos inferidos (longitud total de 25 km, **Fig. 5.10**), la M_w producida estaría entre 6.67 y 6.77 (sin contar la desviación estándar). Visto que dentro de este pequeño intervalo de valores, se encuentra la paleomagnitud ocasionada durante el primer evento sísmico registrado en la trinchera (M_w (Ev.1) =

6.9, según Wells y Coopersmith, 1994, y con una $dv = 1\text{m}$), se puede pensar que ese evento paleosísmico ocurrido aproximadamente entre el año 30,345 y el 26,572 cal.BC, provocó la ruptura de un tramo total aproximado a los 25 km, mayor al cartografiado a partir del análisis geomorfológico.

Con paleoterremotos Pleistocenos y Holocenos, de $M_w \sim 6.5$ y con un intervalo de recurrencia aproximado a 12 ka, queda comprobado el potencial sismogénico de la falla San Mateo, lo que comporta una seria amenaza sísmica a las poblaciones de todo el graben de Acambay y zonas aledañas.

6. DISCUSIÓN FINAL

La actividad sismogénica de algunas de las fallas del graben de Acambay ya se conocía desde antes de realizar este trabajo (reporte del terremoto del 1912 por Urbina y Camacho, 1913), y varios autores habían estudiado anteriormente la actividad neotectónica de estas estructuras, por ejemplo: Martínez-Nieto, 1990; Suter et al., 1992; Ramírez-Herrera et al., 1994. Sin embargo, para esta investigación se ha realizado un trabajo a detalle que antes no se había hecho. Se han elaborado estudios geomorfológicos y estructurales, descripciones de afloramientos de campo y análisis volcano-sedimentario, complementados con experimentos de modelado analógico y estudios paleosismológicos, con la intención de mejorar el entendimiento de las formas neotectónicas del graben.

A partir del estudio paleosismológico realizado en la falla San Mateo se ha determinado que es una falla sismogénica moderadamente activa, con una tasa de deslizamiento por año de unos 0.05 mm y que puede producir terremotos de $M_w \sim 6.8$ aproximadamente cada 12 mil años. Ese descubrimiento alerta del peligro añadido al que está expuesta la población del graben de Acambay, inducido por esta recién descubierta fuente sísmica.

Uno de los objetivos de este trabajo es integrar los resultados obtenidos junto con los datos conseguidos durante otras campañas paleosismológicas que se han llevado a cabo en el graben de Acambay. Estos trabajos sistemáticos que se están realizando en varias fallas del graben, tienen la finalidad de catalogar y caracterizar estas estructuras tectónicas, ya que conocer el grado de actividad de las fallas del área estudiada es fundamental para la determinación de la peligrosidad sísmica de la zona.

Si comparamos los parámetros sísmicos estimados para los tres paleosismos identificados y registrados por la falla San Mateo, con los datos paleosismológicos obtenidos a partir del estudio de las otras fallas del graben, se observan ciertas relaciones. Por ejemplo:

1. Las paleomagnitudes estimadas de los terremotos provocados por cada uno de los tres sistemas de fallas son bastante parecidas ($6 < M_w < 7$).
2. En cuanto al intervalo de retorno de grandes terremotos estimado (o ciclo sísmico), según los estudios paleosismológicos publicados hasta la fecha, manifiestan que la falla Acambay – Tixmadejé es la estructura tectónica más activa del graben de Acambay, con un periodo de recurrencia aproximado de 3,600 años durante el Holoceno (Langridge et al, 2000). Mientras que la falla Pastores, con un ciclo sísmico estimado de 10 - 15 ka (Persaud et al, 2006; Langridge et al, 2013) y la falla San Mateo, con un periodo de recurrencia estimado de 12 ka, son menos

activas que la falla Acambay – Tixmadejé, o con un registro tectono-sedimentario menos completo.

3. El ciclo sísmico de cada falla, está directamente ligado a la tasa de desplazamiento de la misma (o *slip rate*), siendo de 0.17 mm/año para la falla Acambay – Tixmadejé (Langridge et al., 2000), de 0.03 mm/año para la falla Pastores (Persaud et al, 2006; Langridge et al, 2013) y de 0.05 mm/año para la falla San Mateo.
4. Los desplazamientos verticales promedios generados en estas fallas durante un solo evento sísmico son de aproximadamente: 0.6 m para la falla Acambay – Tixmadejé (Langridge et al., 2000), de 0.5 m para la falla San Mateo y de 0.3 m para la falla Pastores (Persaud et al, 2006; Langridge et al, 2013).

Si se comparan las tasas de deslizamiento, el intervalo de recurrencia y los desplazamientos verticales (dv) promedios de las fallas San Mateo y Acambay – Tixmadejé, se ve su consistencia en comparación a la altitud de los escarpes de falla que forman (la falla Acambay – Tixmadejé que limita el graben de Acambay por el norte, con el mayor *slip rate* estimado y los intervalos de retorno menores, es la estructura que ha formado los escarpes más altos de la zona). Si comparamos los mismos valores (*slip rate*, intervalo de recurrencia y el dv promedio), para la falla Pastores con la altura de los escarpes que forma esa falla, ya no es tan coherente. La falla Pastores tiene tramos muy rectilíneos, formando escarpes continuos por más de 10 km y con una altitud del escarpe de 200-300 metros. Esa anomalía podría deberse a que los estudios paleosismológicos hechos en la falla Pastores se realizaron en una terminación de esta estructura. Los resultados podrían variar si se realizasen trincheras en un punto medio de la traza de la falla Pastores, donde se esperarían mayores desplazamientos que se correlacionarían mejor con el tamaño de los escarpes que genera la falla Pastores.

En la **figura 6.1** se integran los resultados obtenidos en el presente estudio paleosismológico de la falla San Mateo (los tres eventos paleosísmicos identificados en el campo de “La Lechuguilla”, que les llamaremos de forma simplificada Lech.1, Lech.2 y Lech.3), junto con los resultados de los estudios anteriores realizados en las otras fallas del sector oriental del graben de Acambay. Langridge et al, (2000) identificaron varios eventos paleosísmicos ocurridos en la falla Acambay – Tixmadejé, 4 de ellos bastante bien acotados durante el Holoceno (siendo el terremoto de Acambay de 1912 el más reciente, los otros 3 se han nombrado Ac.1, Ac.2 y Ac.3 para este trabajo de recopilación), y otros 2 más antiguos (del Pleistoceno tardío), con poca precisión temporal (etiquetados como Ac.4 y Ac.5). Por otro lado, Persaud et al. (2006) y Langridge et al. (2013), identificaron 3 eventos paleosísmicos en la falla Pastores, nombrados Pa.1, Pa.2 y Pa.3, ocurridos durante el Pleistoceno tardío.

La comparación de estos resultados, aporta más información sobre la relación entre todas las fallas del graben de Acambay. Tal como se observa en el diagrama de la **figura 6.1**, algunos de estos terremotos identificados en diferentes fallas, se superponen temporalmente entre ellos. Esa superposición podría indicar que algunas de las deformaciones tectónicas identificadas y registradas por diferentes fallas, se podrían deber a un mismo paleoevento sísmico, tal y como ocurrió en el terremoto de Acambay de 1912, donde se generaron fracturas superficiales contemporáneamente en los tres sistemas de fallas del graben de Acambay (norte, sur y central, **Fig. 6.1**). Es por esa razón que se han agrupado todas las deformaciones identificadas hasta el momento en este sector del graben, en únicamente cinco eventos sísmicos regionales (Ev.1, Ev.2, Ev.3, Ev.4 y Ev.5).

Según esta interpretación, se reducen a solamente cinco los paleoeventos sísmicos identificados a partir de todos los trabajos realizados en esta zona del graben. Este número total de paleoeventos sísmicos, coincide con el número de deformaciones tectónicas registradas en la falla Acambay – Tixmadejé. Observando la **figura 6.1** se aprecia que los cinco paleoterremotos clasificados generaron rupturas en esta falla. A continuación se discuten uno por uno cinco posibles paleoeventos que han afectado la zona durante los últimos 40 mil años:

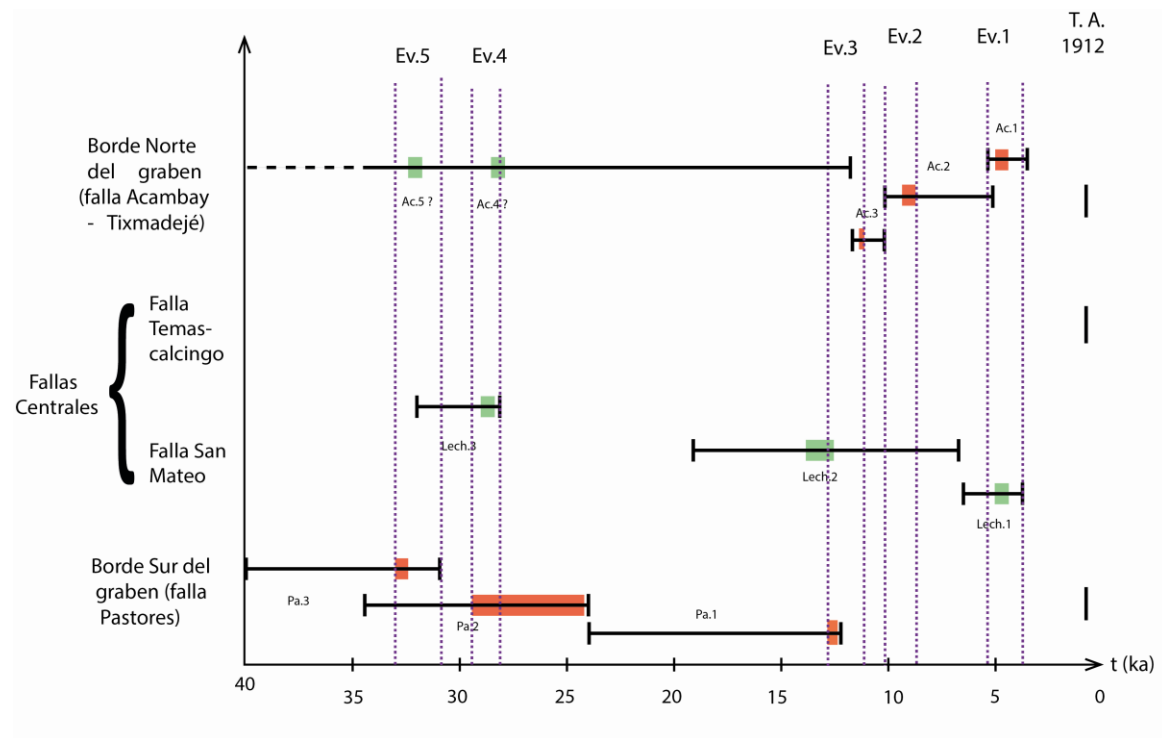
- Terremoto de Acambay de 1912 (T.A.): este es el último y más reciente paleoterremoto que ha generado deformación superficial en el graben. Es el evento mejor acotado cronológicamente gracias al reporte de Urbina y Camacho (1913), que aunque no podamos estar seguros de que las grietas se formasen en un mismo terremoto (ya que podría haberse distribuido la deformación en las diferentes fuertes replicas sísmicas posteriores), se asocian las rupturas superficiales generadas por los tres sistemas de fallas al mismo evento sísmico.
- Ev.1: este evento sísmico pudo haber sido el mismo que provocó las rupturas superficiales identificadas en la falla Acambay – Tixmadejé (Ac.1) y la falla San Mateo (Lech.1), debido a que sus rangos de edad se solapan casi por completo. Si fue la misma crisis sísmica que se registró en estas dos fallas, ocurrió antes de 5.5 cal.kaBP (límite dado por Ac.1) y posterior a 4.1 cal.kaBP (límite de Lech.1).
- Ev.2: este evento sísmico provocó como mínimo rupturas superficiales a lo largo de la falla Acambay – Tixmadejé (Ac.2). Existe la posibilidad de que también fuese registrado en la falla San Mateo, ya que el rango de edades de Lech.2 y Ac.2 de solapan parcialmente. Si fuese el mismo terremoto, la edad con mayor probabilidad que ocurriese Ac.2 sería la referencia para acotar el Ev.2: 10.2 – 7.9 cal.kaBP.
- Ev.3: este escenario podría ser similar al ocurrido durante el terremoto de Acambay de 1912. La deformación tectónica generada en el graben por el Ev.3 pudo haber provocado rupturas a lo largo de los tres sistemas de fallas principales

(Ac.3, Lech.2 y Pa.1). Como la deformación Ac.3 está acotada entre 11.6 y 10.3 cal.kaBP, Lech.2 también es compatible con Ac.3 (aparte de serlo con Ac.2 en el Ev.2, **Fig.6.1**). Las edades de Pa.1 no se solapan con el rango temporal de Ac.3 por solamente 0.6 ka de diferencia (la deformación de Pa.1 fue posterior a 12.2 cal.kaBP), hecho que podría indicar que esa deformación se hubiese generado durante otro evento posterior (podría ser en el Ev.4, junto con la deformación Lech.2 que si serian compatibles, con una edad para ese paleoevento de los 19.4 a los 12.2). Sin embargo, si pensamos que los 0.6 ka de diferencia podrían ser debidos a errores en los análisis de las muestras de C14 y que según Langridge et al. (2000) el evento Pa.1 se produjo antes de los 12.6 cal.kaBP, podríamos pensar que fue el mismo terremoto el que provocó la deformación de todas estas fallas del graben ocurrido entre los 12.6 y los 10.7 cal.kaBP. Debido a la falta de una cronología fina es muy difícil discernir entre estas dos posibilidades.

- **Ev.4:** al igual que en el T.A. de 1912 y en el Ev.3, durante este paleosismo interpretado se pudieron ocasionar deformaciones en las 3 fallas del graben (Pa.3, Lech.3 y Ac.4), y aunque los rangos de edades acotados son menores que en el caso anterior, no son lo suficientemente concretos para confirmar que se trate del mismo evento paleosísmico. Podría ser que Lech.3 se hubiese generado en el mismo terremoto que provocó Pa.2, y que en el mismo tiempo se moviese la falla Acambay – Tixmadejé (Ac.4, uno de los dos sismos pleistocenos que identificó Langridge et al., 2000). Si fuese así, el rango de edades de la Lech.3 y el rango de edad con mayor probabilidad que ocurriese Pa.2 estimado por Langridge et al. (2013), acotarían la antigüedad del paleoevento Ev.4 entre 29.4 y 28.6 cal.kaBP.
- **Ev.5:** este es el evento más viejo de los reconocidos en el graben de Acambay mediante estos estudios paleosismológicos, y como mínimo deforma el graben creando rupturas superficiales en la falla Pastores (Pa.3), pudiendo haber creado también Lech.3 y el ultimo de los dos sismos que se registraron en la falla Acambay – Tixmadejé entre 34.3 – 11.6 cal.kaBP (Ac.5). Estas tres deformaciones (Pa.3, Lech.3 y Ac.5), podrían haber sido generadas por un mismo sismo como paso en el terremoto de Acambay del 1912, quedando un rango de edades bien definido para el Ev.5 de 32.3 – 31.5. No se puede determinar a qué evento corresponde Lech.3 solo por las edades (si al Ev.4 o al Ev.5), tal vez sí, usando otros criterios (tipos de depósitos afectados, paleoclima, etc.).

Lamentablemente y debido a las limitaciones cronológicas de los estudios paleosismológicos, no se puede precisar si las deformaciones identificadas y originadas por diferentes fallas, se produjeron como una concatenación de rupturas superficiales provocadas por la misma crisis sísmica o si fueron el resultado de varios eventos sísmico ocurridos en un espacio corto de tiempo. Si miramos los rangos de tiempo propuesto para cada evento paleosísmico interpretado en el diagrama de la **figura 6.1** (Ev.1, Ev.2, Ev.3, Ev.4 y Ev.5), se aprecia que alguno de estos rangos probables se tasan

con incertidumbres que llegan hasta los 2000 años o más. Este espacio temporal es demasiado amplio para concretar al 100% que las deformaciones tectónicas identificadas en diferentes fallas fuesen provocadas durante un solo paleoevento sísmico. Sin embargo, lo que sí se puede asegurar es la viabilidad de la sincronidad del movimiento de las fallas con los datos cronológicos de los que se disponen hasta el momento.



		Eventos paleosísmicos identificados en el graben					
		Ev.5	Ev.4	Ev.3	Ev.2	Ev.1	T.A. 1912
Rango de Edades (ka)	Falla Acambay - Tixmadejé	Dos eventos entre los 34.3 (o más viejos) - 11.6 (Ac.5 y Ac.4)		11.6 - 10.3 (Ac.3)	10.2 - 5.2 (Ac.2)	5.5 - 3.5 (Ac.1)	0.1
	Falla Temascalcingo	∅	∅	∅	∅	∅	0.1
	Falla San Mateo	32.3 - 28.6 (Lech.3)		19.4 - 6.5 (Lech.2)		6.2 - 4.1 (Lech.1)	
	Falla Pastores	40.1 - 31.5 (Pa.3)	34.6 - 23.9 (Pa.2)	23.9 - 12.2 (Pa.1)	∅	∅	0.1

Fig. 6.1: Arriba: un diagrama espacio-temporal donde se representan los paleoterremotos identificados en las fallas de la zona oriental del graben de Acambay (límites norte, sur, y las fallas centrales). El tiempo se expresa en miles de años, donde el "0" representa el momento actual (año 2014). Las líneas negras indican el rango estimado para cada paleoevento, y los recuadros de color rojo y verde son los momentos con más probabilidad de que ocurra el evento (rojos según Langridge et al., 2000 y 2013; verde según yo para este estudio). Las líneas lilas discontinuas delimitan los cinco paleoeventos sísmicos propuestos que deformaron el graben en los últimos 40 mil años (Ev.1, Ev.2, Ev.3, Ev.4 y Ev.5). **Abajo:** Tabla donde se indican numéricamente los rangos de edad de los paleoterremotos identificados en cada falla del graben (edades en cal.KaBP), relacionados en los cinco posibles eventos sísmicos.

Hasta el momento no podemos asegurar que la falla San Mateo sea una falla primaria e independiente a la falla Acambay – Tixmadejé (estructura al norte del graben y que parece ser la falla maestra, ya que todos los eventos interpretados han generado deformación a lo largo de ella). De tener más precisión en los rangos temporales de Ac.5 y Ac.4 (**Fig.6.1**), se sabría si Lech.3 queda solapándose con estas dos o por el contrario, pudo haber ocurrido durante los años intermedios.

De cualquier manera, la recién descubierta actividad de la falla San Mateo alerta de un peligro mayor en la zona al que ya se conocía, pues anteriormente no se contemplaba como una fuente sismogénica (ni primaria ni secundaria).

En cuanto a la estructura interna del graben de Acambay: los resultados del análisis comparativo de los eventos paleosísmicos, indican que el escenario de deformación ocurrido en 1912 no fue una simple casualidad (escenario en que un mismo terremoto provoca fracturas superficiales en varias fallas del graben a la vez). Una hipótesis que plantearía una posible inter-relación entre las fallas del graben, capaz de provocar el movimiento contemporáneo de estas estructuras, sería un arreglo interno en que todas las fallas del graben se conectasen en profundidad

Esta hipótesis no se puede confirmar hasta el momento, ya que, aún tomando en cuenta los resultados favorables del modelado analógico, se recomienda realizar un estudio profundo enfocado en investigar la estructura interna del graben de Acambay. Por ejemplo, técnicas geofísicas como son la elaboración de perfiles sísmicos o magneto-telúricos, pueden aportar datos considerables para determinar la conexión o no de las fallas del graben de Acambay en profundidad.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- A partir del estudio neotectónico realizado en este trabajo, se han encontrado varios aspectos geológicos que evidencian actividad neotectónica en el área del volcán Temascalcingo, situado en la zona central del graben de Acambay (sector Oriental), tales como:
 - 1) Fallas que mantienen una clara señal geomorfológica regionalmente: estas estructuras que sobrepasan los 15 km de longitud en superficie en algunos casos, han formado escarpes y facetas triangulares de decenas de metros de altitud, con pendientes mayores a los 25° en algunos puntos. Estos escarpes de falla se conservan bastante rectilíneos hasta a día de hoy, indicando la alta actividad reciente de estas estructuras tectónicas.
 - 2) Materiales recientes deformados tectónicamente: se han localizado afloramientos distribuidos por el edificio del volcán Temascalcingo y alrededores (Domos de Solís y Domo Santa Lucía), donde suelos actuales, depósitos volcánicos y depósitos lacustres están afectados por fallas activas.
- Gracias al estudio paleosismológico realizado sobre la falla San Mateo, en la parte central del graben de Acambay (la cual corta el flanco norte del volcán Temascalcingo), se ha descubierto que la falla San Mateo es una falla activa y sismogénica. Mediante la excavación de una trinchera exploratoria en los sedimentos del campo de “La Lechuguilla” (unos depósitos acumulados en el fondo de una antigua cuenca endorreica), se han reconocido tres eventos paleosísmicos registrados por esta falla en los últimos 32 ka. A partir de los datos obtenidos en este estudio se han estimado los parámetros sísmicos que caracterizan la falla San Mateo: esta estructura tectónica de por lo menos 13 km de longitud en superficie, es capaz de generar terremotos con magnitudes de hasta $M_w \sim 6$, con un intervalo de recurrencia aproximado de 12 ka, una tasa de deslizamiento de 0.05 mm/año y con un desplazamiento máximo vertical en un solo evento de ~ 1 m, se ha catalogado esta falla como una nueva y significativa amenaza sísmica para la población del graben de Acambay y zonas aledañas.
- Se comprobó que la falla San Mateo no se activó durante el terremoto de Acambay de 1912, o por lo menos no se registró deformación en su tramo central, donde se excavó la trinchera de “La Lechuguilla”.
- Comparando todos los datos obtenidos a partir de los estudios paleosismológicos realizados en los tres sistemas de fallas del graben de Acambay, quedó manifiesta la posibilidad de que algunas de las deformaciones identificadas en los diferentes trabajos, hayan estado ocasionadas por el mismo evento sísmico de forma

contemporánea, tal y como ocurrió en el terremoto de Acambay de 1912 cuando según Urbina y Camacho (1913), se formaron rupturas superficiales a lo largo de los tres sistemas de fallas del graben (límite norte, límite sur y sistema central).

- Los resultados del estudio no pudieron confirmar que la falla San Mateo se mueva alguna vez independientemente a la falla de Acambay – Tixmadejé, por lo tanto, todavía no sabemos si es una fuente sísmica primaria o secundaria.
- Este trabajo ha contribuido en el estudio estructural del graben de Acambay, aportando nuevos datos para mejorar el entendimiento de las fallas del graben y sus relaciones entre sí. Una hipótesis para explicar el hecho de que se formen grietas en superficie a lo largo de varias fallas del graben a la vez, sería a partir de una estructura interna en donde las fallas se conectan en profundidad entre ellas. Para comprobar la validez de esta hipótesis, se propone realizar una investigación más profunda del graben, preparando más modelos analógicos y utilizando técnicas geofísicas de reconocimiento del subsuelo, para así poder revelar el arreglo de las fallas internamente.

A continuación se presentan unas últimas recomendaciones propuestas para continuar investigando el graben de Acambay en la misma dirección en que se está haciendo:

7.1 Recomendaciones

- Para corroborar mejor la interpretación de los resultados obtenidos en este estudio, sería recomendable realizar nuevos estudios paleosismológicos para caracterizar mejor la falla Temascalcingo, una falla que también se activó en 1912 según Urbina y Camacho (1913) y de la cual no tenemos completo su catalogo sísmico (Ortuño et al., 2013 estiman una tasa deslizamiento para esta falla de 0.13 mm/a). De esta manera, tendríamos más datos para comparar con los antecedentes paleosísmicos de las otras fallas del graben de Acambay (**Fig. 6.1**), y así aportar nuevos fundamentos que apoyen o desmientan, la posible concatenación de las deformaciones superficiales en varios sistemas de fallas del graben, provocadas por un mismo evento sísmico.
- Sería conveniente analizar otras fallas potencialmente activas de la parte central del graben de Acambay: se propone continuar con la investigación de las fallas que afectan el volcán Temascalcingo mediante más estudios neotectónicos complementados con trincheras paleosismológicas, ya que bajo mi punto de vista, las fallas activas que deforman el edificio volcánico del Temascalcingo, podrían ser más de las que se conocen en la actualidad (otras a parte de la falla San Mateo y la falla Temascalcingo, como por ejemplo la falla San Pedro que mantiene una

expresión geomorfológica de actividad reciente) y por tanto, el peligro sísmico de la zona podría ser mayor todavía.

- Otro factor que puede estar amenazando la población que vive cerca del volcán Temascalcingo es el peligro asociado a erupciones volcánicas procedentes de este estratovolcán. El Temascalcingo no está catalogado oficialmente hasta día de hoy como un volcán activo y peligroso, pero el análisis de las muestras de carbón recolectadas de la unidad 3 de la trinchera excavada en el campo de “La Lechuguilla” (unidad que corresponde a un depósito de una Ignimbrita procedente del volcán Temascalcingo, **Fig.5.7**), indican que el flujo piroclástico que generó ese depósito pudo haber tenido erupción en un rango de tiempo que va de los 17.4 a los 4.5 ka.cal. BC.

Más estudios basados en comparación de cronologías, datos del subsuelo, modelado analógico, volcano-sedimentarios, paleosismológicos, etc. podrán ayudar a resolver estas cuestiones, muy importantes en la evaluación de la amenaza sísmica bajo la que viven más de 60.000 habitantes (población del municipio de Temascalcingo), repartidos por más de 65 localidades diferentes y distribuidas por un área superior a los 10 km² que ocupa el edificio del volcán, donde poblaciones como San Pedro el Alto, San Mateo y Santa Lucia, están edificadas justamente encima de la traza de fallas activas y sismogénicas.

8. REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1993. The Amealco caldera, Queretaro, Mexico; Geology, geochronology, geochemistry, and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt: Austin, University of Texas at Austin, PhD thesis, 401 p.
- Aguirre- Díaz, G.J., Ferrari, L., Nelson, S.A., Carrasco-Nuñez, G., López-Martínez, M., Urrutia-Fucagauchi, J., 1998, El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., 131-138.
- Aguirre-Díaz, G.J., Urútia-Fucagauchi, J., Soler-Arechalde, M.S., McDowell, F.W., 2000, Stratigraphy, K-Ar ages, and magnetostratigraphy of the Acambay graben, central Mexican Volcanic Belt, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J., (eds.), Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico, Geological Society of America Special Paper, 334, 167-178.
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1999. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico. in: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. & Stock, J. M., eds., Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico. Boulder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 334, 1-14.
- Allan, J.F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Charnicael, I. S. E., Wopmat, M, y Wallace, P. J., 1991, Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest México. In the Gulf and Peninsular provinces of the Californias. American Association of Petroleum Geologists Memories, 47, p. 425-445.
- Astíz-Delgado, L. M., 1980. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979. Unpublished B.Sc. thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 130 pp.
- Corominas, O., 2011, Estudio Paleosismológico del sistema de fallas de Tepuxtepec, Graben de Acambay, México. Tesina de Máster, Universidad de Barcelona y Universidad Nacional Autónoma de México.
- De la Fuente G. J. y Verma S. P., 1993, Catálogo de aparatos volcánicos de la parte centro-occidental del Cinturón Volcánico Mexicano: Geofísica Internacional, vol. 32, p. 351-386.
- Delgado-Granados, H.; Urrutia-Fucagauchi, J.; Hasenaka, T., y Ban, M., 1995, Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: Geofísica Internacional, 34, p. 341-352.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 2, 172-187.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G., and Tibaldi, A., 1994a, Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present: Geofísica Internacional, v. 33, p. 91-105.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G. y Carrasco-Nuñez G., 1999a, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico—from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: Geology, 27, p. 303-307.
- Ferrari L., Pasquarè G., Venegas S. y Romero F., 1999b, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block: Geological Society America Special Paper #334, Chapter 04,
- Ferrari L. y Rosas-Elguera J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico—the Tepic-Zacoalco rift revised: Geological Society America Special Paper #334, Chapter 03, pag. 41-63
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Trans-Mexicana durante la última década, Bol. Soc. Geol. Mex., 53, 84 – 92.
- Garduño-Monroy V. H., Pérez-Lopez R., Israde-Alcantara I., Rodríguez-Pascua M.A., Szykaruk E., Hernández-Madrigal V. M., García-Zepeda M. L., Corona-Chavez P., Ostroumov M., Medina-Veja V.H., García-Estrada G., Carranza O., López-Granados E. y Mora-Chaparro J.C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México: Geofísica Internacional 48 (3), 319-335
- Gastil, G., and Jensky, W., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt: Stanford University Publications in Geological Sciences, v. 13, p. 171-180.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, n. 3, 227-285.

- Hanks, T. y Kanamori, H. 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84: 2348-2350.
- Hubbert, K., 1937, Theory of scale models as applied to the study of geological structures: *Geological Society of America Bulletin*. v. 48, p. 1459-1520.
- Johnson, C.A., y Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210.
- Lacan, P., Ortuño, M., Perea, H., Baize, S., Audin, L., Aguirre-Díaz, G. y Zúñiga, R., 2013, Upper Pleistocene to Holocene earthquakes recorded at the western termination of the Venta de Bravo Fault System, Acambay Graben (Central Mexico), 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA days), 9-14 October 2013, Aachen, Germany.
- Lacan, P., Zúñiga, R., Ortuño, M., Persaud, M., Aguirre, G., Langridge, R., Villamor, P., Perea, H., Štěpančíková, P., Carreon, D., Cerca, M., Suñe-Puchol, I., Corominas, O., Audin, L., Baize, S., Lawton, T., Rendón A., 2013, Paleoseismological History of the Acambay Graben (Central Mexico), *Eos Trans. AGU*, 94(49), Fall Meet. Suppl., Abstract T23C-2591.
- Lacan, P., 2013, Paleosismología, caracterización de fallas sismogénicas y segmentación estructural en el Graben de Acambay (México), Seminario Institucional del CICESE, Ensenada, México. 13 de Septiembre de 2013.
- Langridge R.M., Weldon R. I., Moya J.C., and 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, PAGES 3019-3037.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz G.J., Villamor, P., y Lacan, 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*, v. 30, núm. 3, p. 463-481.
- López Ramos, E., 1993 *Provincia del Eje Neovolcánico en Geología de México: México*, Edición del autor, tomo III, p. 22-42.
- Mathieu L., van Wyk de Vries B., Pilato M. y Troll V.R., 2011, The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: Analogue models and natural examples, *Journal of Structural Geology* 33 (2011) 898e906
- Mc Calpin, J.P., 2006, *Paleoseismology*, 2nd Edition, Academic Press Inc., 848 p., California.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt—Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.
- Mörner, N.A., 1986. Global neotectonics, arcs and geoid configuration. In: F.C. Wezel (Editor), *The Origin of Arcs. Develop. Geotectonics*, 21. Elsevier, Amsterdam, pp. 79-91.
- Mercer, L.T., Kowallis, B. 779 J., Carranza-Castañeda, O., Miller, W.E., Christiansen, E.H., Israde-Alcantara, I., Rojas, M.L., 2003. Pliocene-Pleistocene sedimentation in the southeastern Acambay Graben, central Mexican volcanic belt. *Proceedings of the Geological Society of America, Cordilleran Section – 99th Annual Meeting*, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, 1–3 April 2003.
- Nixon G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.
- Norini G., Capra L., Borselli L., Zúñiga R., and Sarocchi D., 2010, Large scale landslides triggered by Quaternary tectonics in the Acambay graben, Mexico: *Earth Surface processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp.1987
- Ortuño M., Zúñiga R., Corominas O., Perea H., Ramirez-Herrera M.T., Štěpančíková P., Villamor P., Aguirre-Díaz G., Norini G., 2011, Caracterización de fallas sismogénicas en el centro del Cinturón Volcánico Trans-mexicano: resultados preliminares. *Congreso Latinoamericano de Geología*, 2011.
- Ortuño, M., Zúñiga, F. R., Aguirre, G., Carreón, D., Cerca, M., Roverato, M., 2012, Holocene earthquakes recorded at the tip of the Pastores fault system (central Mexico). Abstract volume of the 3rd INQUA-IGCP -567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology. 19-24 Noviembre, Morelia, México.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A y Ferrari, M. 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*. P. 353-364.
- Pardo, M., and G. Suárez (1993), Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391 – 2394.
- Pardo, M., and G. Suárez (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357 – 12,373.

- Persaud, M., Zúñiga, F. R., Aguirre- Díaz, G., Villamor, P., Langridge, R. (2006). First Steps Towards the Paleoseismological History of the Pastores and Venta de Bravo Faults, Acambay Graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Central Mexico. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #T13B-0501.
- Portillo-Pineda R., “Estructura y cinemática de la apertura del Golfo de California, por medio de experimentos Físicos de extensión cortical y litosférica” UNAM, tesis de Maestría Centro de Geociencias (2012).
- Ramírez-Herrera M. T., Tectonic Geomorphology of the Acambay graben, Central Mexican Belt: tesis de Doctorado, University of Edimburgh, 1994.
- Ramírez-Herrera, M.T., Summerfield, M.A., Ortiz-Pérez, M.A., 1994. Tectonic geomorphology of the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt, Zeitschrift für Geomorphologie 38, 151-168.
- Ramírez-Herrera, M. T., 1998, Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican volcanic belt: Earth Surf. Processes Landforms, 23, 317 – 332.
- Reiter, L. 1988. Earthquake hazard analysis. Columbia University Press, 241p., New York.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Isdrade-Alcántara, I. y Pérez-López, R., 2010, Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas, Mexico): Quaternary International, 219, 66-78.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Perucha-Atienza, M.A., y Isdrade-Alcántara, I., 2012, The Acambay Earthquake of 1912, revisited 100 years after: Abstract volume of the 3rd INQUA-IGCP -567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology, 19-24 Noviembre, Morelia, México.
- Roldán-Quintana, J., y Aguirre-Díaz, G.J., 2006, La caldera de San Pedro El Alto, Temascalcingo, Edo. de México. Un nuevo reporte de un volcán-caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano: Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, 29-Oct. a 3 de Nov. 2006, Geos, vol 26, p. 161.
- Roldan-Quintana, J., Aguirre-Díaz, G. and 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, v. 28, núm. p. 118-131.
- Sánchez-Rubio, G., 1984. Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco region, central Mexico, D. Phil. thesis, 275 pp., Imperial College of Science and Technology, University of London.
- Shubert, D. H. y Cebull, S. E., 1984, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics, vol. 101, p. 159-165.
- Siebe, C.; Komorowski, J.C., y Sheridan, M.F., 1992, Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlan volcano, central Mexico: Bulletin of Volcanology, 54,p. 573-589.
- Smit, J. H.W., 2005. Brittle-Ductile Coupling in thrust wedges and Continental transform. Thesis Phd, 115pp. Universite Pierre et Marie Curie, Paris, France
- Suárez G. y Singh, S.K., 1986, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt – Discussion: Tectonophysics 127, 155-160.
- Suñé-Puchol, P. Lacan, R. Zúñiga, M. Cerca, G.J. Aguirre-Díaz and M. Ortuño, 2012. “Analogue model of the San Pedro Volcano in the Acambay Graben (Mexico)”. 3rd INQUA-IGCP 567 International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology and Archaeology, Morelia, Mexico 19-24 November 2012.
- Suter, M., Aguirre-Díaz, G., Siebe, C., Quintero, O. y Komorowsky, J.C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Field Trip Guide, Geology Society of America, p. 224-243.
- Suter, M.; Quintero, O., y Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Mexican volcanic Bel—the Venta de Bravo fault: Journal of Geophysical Research, 97, p. 11,983-11,994.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America Bulletin, 113 (6), 693-703.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. Tectonics, v. 14, p. 1245-1262.
- Szynkaruk, E., V. H. Graduño-Monroy, and G. Bocco (2004), Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt, Geomorphology, 61, 111 – 126.

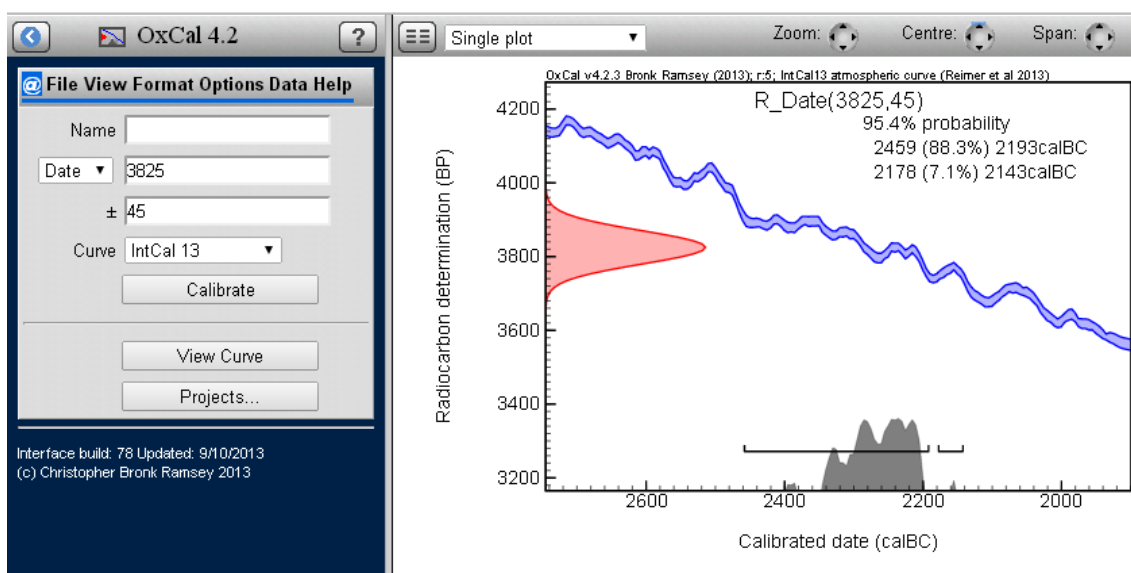
- Urbina F. y Camacho H., 1913, Zona Megaseísmica Acambay-Tixmadeje, estado de México. Instituto Geológico de México, Secretaria de Fomento.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Del Castillo, L., 1977, Un modelo del Eje Mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Böhnell, H., 1987, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, v.138, p. 319-323.
- Velázquez-Bucio M.M., Garduño-Monroy, V.H., Soria-Caballero, D.C., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A. y Pérez-López, R., 2012, Coseismic Stratigraphy in Holocene Lacustrine sequences of San Pedro el Alto, Estado de México: Abstract volume of the 3rd INQUA-IGCP -567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology, 19-24 Noviembre, Morelia, México.
- Verma, S. P., 1996, Mexican Volcanic belt: Present state of knowledge and unsolved problems. Geofis. Int., special volume on Mexican Volcanic Belt, 1987 **26**(3B), 309–340.
- Verma, S.P., 2002, Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?: Geology, v.30, no. 12, pp. 1095-1098.
- Wallace, P. y Carmichael, I.S.E., 1989, Minette lavas and associated leucites from the western front of Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry an origin. Contribution Mineral Petrology, 103, p. 470-492.
- Wallace, R.E. 1984, Patterns and timing of Late Quaternary faulting in the Great Basin Province and relation to some regional tectonic features: Journal of Geophysical Research, 89, 5763-5769, doi: 10.1029/JB089iB07p0576.
- Weijermars, R. y Schmeling, H., 1986, Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity): Physics of the Earth and Planetary Interiors, v.43, p.316– 330.
- Wells, D.L. and Coopersmith, KJ. (1994). New empirical relationships among magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture area and surface displacement. Bulletin Seismological Society of America 84: 974-1.002.
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismichazard analysis and the process of earthquake rupture, Bulletin Seismological Society of America 98, no. 4, 1609–1632.

9. ANEXOS

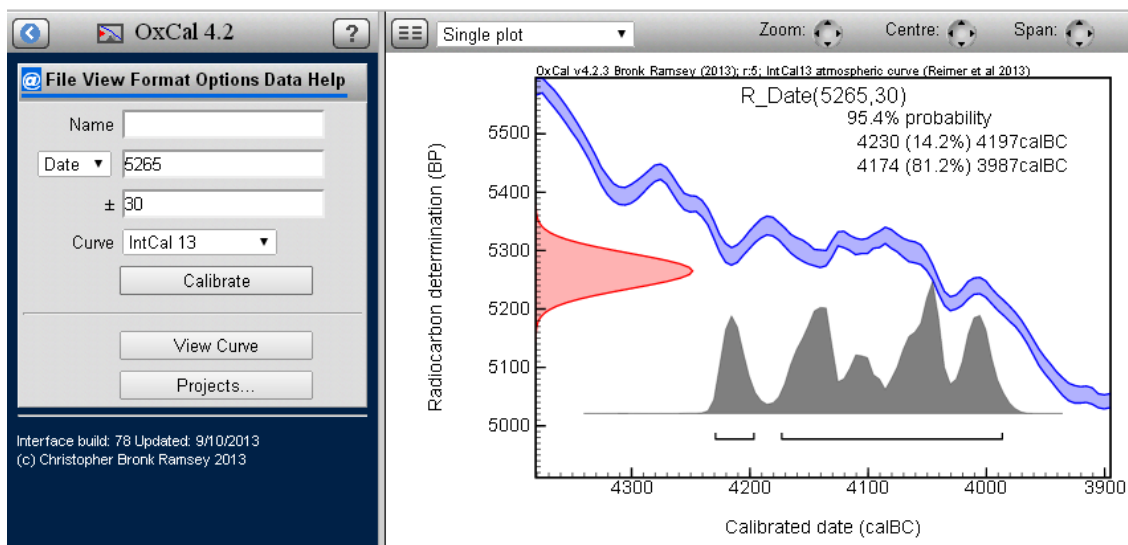
En este anexo se presenta el trabajo realizado para calibrar los resultados de los análisis de las muestras de carbón recogidas en los materiales del campo de “La Lechuguilla” donde se excavó una trinchera paleosismológica. Se analizaron mediante la técnica del C14 y se calibraron con la interfase OxCal 4.2. A continuación se presentan las gráficas que se obtuvieron por el proceso de calibrado para cada muestra, donde se puede apreciar la edad en bruto que se introdujo en la interface y el rango de tiempo limpio que se logro, expresado por el diagrama en años calibrados antes de Cristo (a.cal.BC):

Nombres	Edad bruto (a. BP)	Laboratorio	Unidad	Edad calibrada (cal.a BC)
Lech-12	3,825 +/- 45	Tucson	U2	2,459 - 2,143 (2301 ± 158)
Lech-18	5,265 +/- 30	Gif sur Y.	U3	4,197 - 3,987 (4092 ± 105)
Lech-24	3,805 +/- 30	Gif sur Y.	U2	2,343 - 2,140 (2242 ± 101)
Lech-25	5,530 +/- 30	Gif sur Y.	U2	4,449 - 4,336 (4392 ± 56)
Lech-26	25,125 +330/- 320	Tucson	U7	28,197 - 26,572 (27385 ± 813)
Lech-27	26,840 + 600/-560	Tucson	U9	30,345 - 27,671 (29,008 ± 1337)
Lech-28	15,840 +/- 70	Gif sur Y.	U7	17,369 - 16,955 (17,162 ± 207)
Lech-30	5,806 +/- 50	Tucson	U3	4,785 - 4,542 (4,563 ± 121)

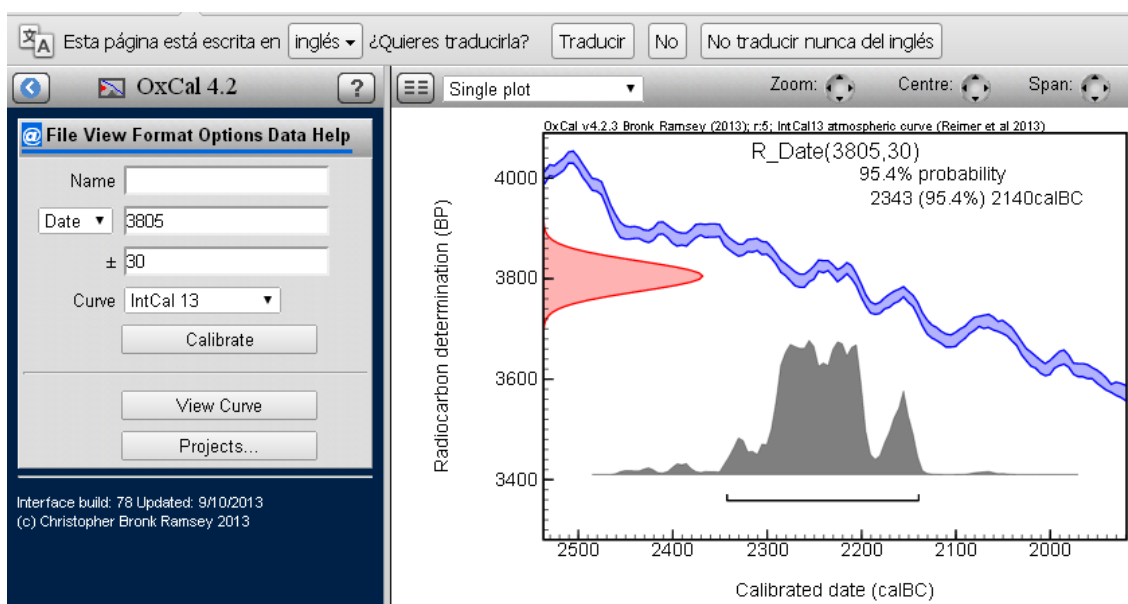
Lech-12 (Tucson)



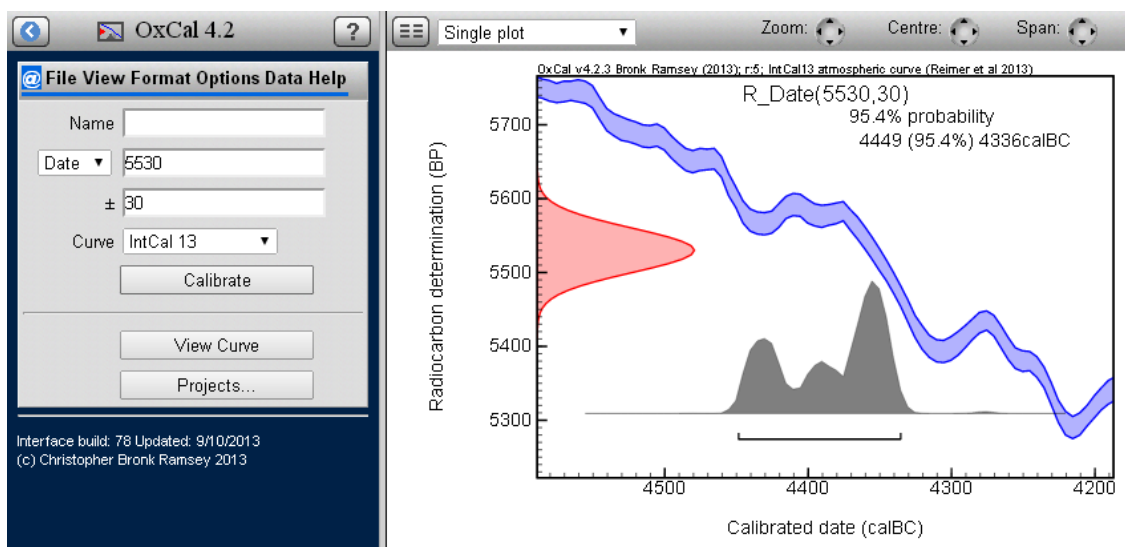
Lech-18 (Gif sur Yvette)



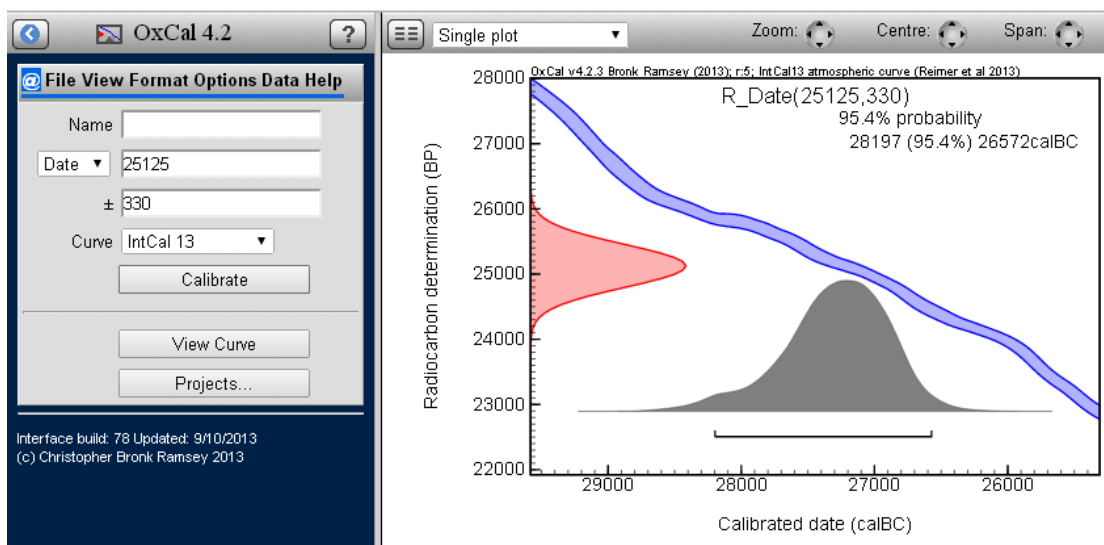
Lech-24 (Gif sur Yvette)



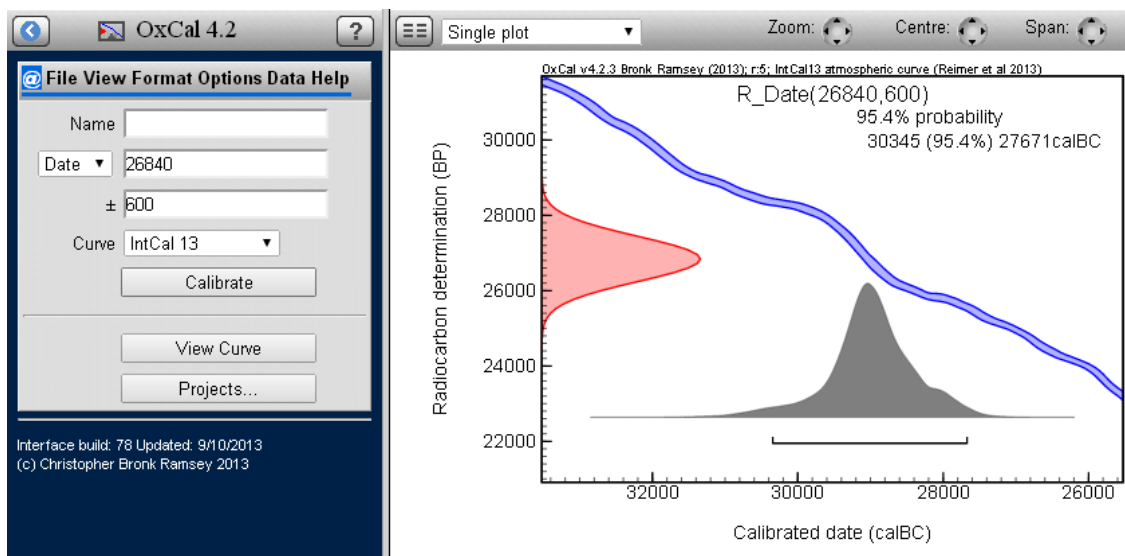
Lech-25 (Gif sur Yvette)



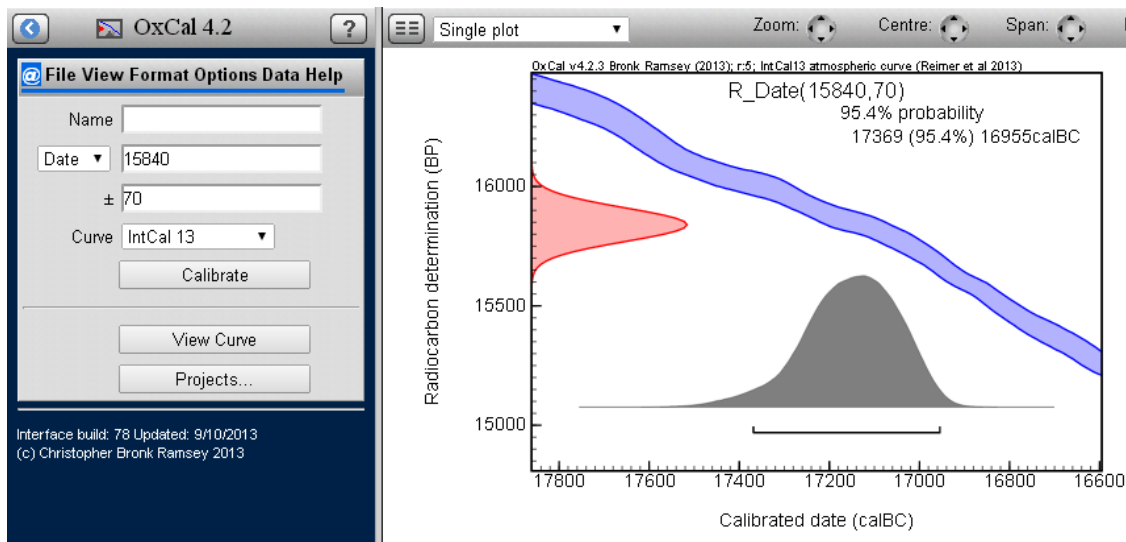
Lech-26 (Tucson)



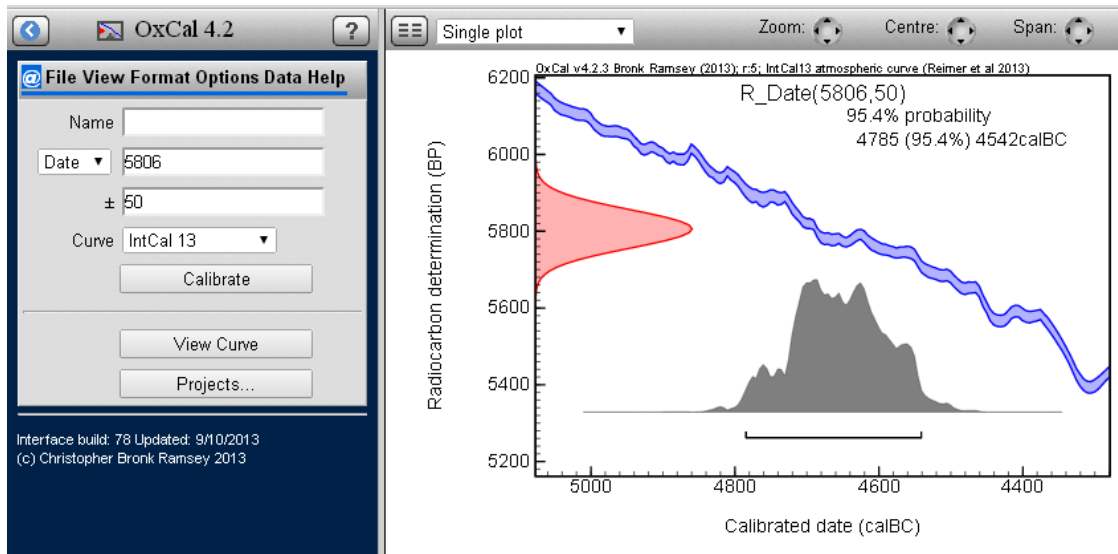
Lech-27 (Tucson)



Lech-28 (Gif sur Yvette)



Lech-30 (Tucson)



Estas muestras fueron enviadas a dos laboratorios diferentes para analizarlas mediante el método del C14, y así poder contrastar y corroborar los resultados. Uno de estos laboratorios es el *Radiocarbon laboratory, Department of Geosciences* de la *University of Arizona, Tucson, USA*, donde se enviaron 4 muestras (la 12, 26, 27 y 30). El otro laboratorio donde se enviaron 5 muestras más fue el *Laboratoire de Mesure du Carbone 14, UMS 2572, Gif sur Yvette, France* (se enviaron las muestras 18, 24, 25, 28 y la 15, sin embargo el análisis de esta última muestra falló y no obtuvimos ningún resultado).