



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“Análisis de la deformación en las rocas cenozoicas del
Rodeo, Oaxaca, su implicación tectónica”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Ingeniero Geólogo

PRESENTA

JUAN IVÁN NÁPOLES VALENZUELA

DIRECTOR DE TESIS: DR. GILBERTO SILVA ROMO

México D.F. 2015





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.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por obvias razones. A mis profesores y compañeros que en ella conocí, por sus enseñanzas y su amistad.

Esta tesis forma parte de una serie de trabajos realizados bajo el proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN114613 titulado: "¿Las sucesiones cenozoicas del sur de Puebla y Noroeste de Oaxaca registraron la evolución tectónica durante el truncamiento de la costa pacífica mexicana?", agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

Al doctor Gilberto Silva Romo por aceptarme como su tesista aunque ya tuviera muchos, por sus enseñanzas, apoyo y amistad.

A mis amigos Alam, Carlos, Orestes, Emanuel y todos en el taller de cartografía, por hacer mas ameno el escribir la tesis, así como sus opiniones que fueron de mucha ayuda para realizar de este trabajo.

A mi familia, por todo su apoyo y por educarme y ayudarme a convertirme en la persona que soy, le agradezco especialmente a mis padres, obviamente, por que ellos me educaron y me han mantenido toda la vida. A mis hermanos por ser buenos conmigo.

A Jessica Esmeralda por darle estabilidad y sentido a mi vida, y por ser una motivación para ser mejor y hacer la tarea, por que me hacia la tarea y siempre ha estado cuando la necesito y a sido mi mejor amiga y novia y si ella no me dice no habría escrito nada de agradecimientos.

Falta mucho por agradecer, a todos los que han estado a mi alrededor acompañandome a lo largo de mi vida y que gracias a ellos he logrado terminar en donde estoy, y no lo haré en una hoja de papel, si no en persona y en su momento.

Finalmente a quien ya no podrá leer esto y ya no podre agradecerle en persona, es con el con quien estoy mas agradecido

Índice de contenido

RESUMEN.....	2
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 Objetivo.....	4
1.2 Hipótesis.....	4
1.3 Ubicación y Vías de acceso.....	4
1.4 Trabajos geológicos previos.....	6
1.5 Método de Trabajo.....	7
1.6 Fisiografía.....	9
1.7 Hidrografía.....	9
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	11
2.1 Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México.....	11
Terreno Zapoteco.....	11
Terreno Mixteco.....	13
Terreno Chatino.....	14
2.2 Fallas mayores del sur de México.....	14
Falla Caltepec.....	14
Falla Oaxaca.....	15
Falla Chacalapa.....	15
3. GEOLOGÍA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	16
3.1 Estratigrafía.....	16
Basamento.....	16
Formación Matzitzi.....	19
Relleno sedimentario de la Cuenca de Zapotitlán.....	19
Formación Teposcolula.....	20
Formación Tepelmeme.....	20
Formación Llano de Lobos.....	21
Andesita Yucudac.....	25
3.2 Geología estructural.....	26
Falla Santa Lucía.....	26
4. LA DEFORMACIÓN EN EL RODEO, OAXACA.....	28
4.1 Análisis de las estructuras.....	30
4.2 Edad de la deformación.....	33
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	35
6. RECOMENDACIONES.....	38
BIBLIOGRAFÍA.....	39

RESUMEN

En la Sección Escorial , ubicada sobre la carretera Tehuacán-Oaxaca, cerca del poblado El Rodeo, Oax., está expuesta una sucesión parcial de la Formación Llano de Lobos que cubre la traza de la Falla Santa Lucía que tiene un rumbo general norte-sur. La sucesión expuesta consiste en 12.5 m de horizontes tobáceos; en la cual se observan tobas vítreas con feldespatos y pómez con tamaños que varían desde cenizas a lapilli grueso y con fragmentos de rocas volcánicas. Las tobas están intercaladas con niveles conglomeráticos y arenosos, con fragmentos de calizas, estos niveles presentan estructuras primarias como gradación granocreciente y paleocanales. En la sucesión se obtuvo una edad oligocena de 29 Ma en circones magmáticos por el método de ablación laser y espectometría de masas . En la sección Escorial la Formación Llano de Lobos está afectada por fallas inversas con un rumbo general noroeste-sureste que denotan un acortamiento en sentido NE-SW, que dan testimonio de una actividad tectónica de la Falla Santa Lucía durante el Oligoceno-Temprano. El arreglo de las fallas inversas en la Sección Escorial es compatible con el desplazamiento lateral derecho de la Falla Santa Lucía, esta cinemática a su vez, es congruente con el desplazamiento de tipo lateral izquierdo de la Falla Chacalapa, por lo cual puede asociarse la reactivación de la Falla Santa Lucía durante el desplazamiento del bloque de Chortís.

1. INTRODUCCIÓN

El estado de Oaxaca ubicado en el sur de México, es una región compleja desde el punto de vista geológico, cuenta (al igual que Sonora y Chiapas) con uno de los registros estratigráficos más completos en todo el territorio mexicano desde el Cámbrico hasta el presente (Maldonado-Koerdell, 1970), gracias a esto se puede reconstruir una historia geológica más completa.

Para el sur de México se ha propuesto una historia geológica larga y compleja de más de 1.0 Ga ligada a los sistemas orogénicos Grenvilliano, Apalachiano-Alleghaniano y Cordillerano de América del Norte, así como a eventos geológicos relacionados con el rompimiento y dispersión de Pangea y finalmente con la evolución tectónica cenozoica de la cuenca del Pacífico como la orogenia Laramide y el desplazamiento del bloque de Chortís, siendo estos últimos los responsables de la morfología y estructura actual de esta región (Elías-Herrera et. al., 2005; Dávalos-Álvarez, 2006; Dávalos-Álvarez et. al., 2007). Dada la configuración compleja del sur de México, con frecuencia, se pueden reconocer motivos de estudio.

Esta tesis forma parte de una serie de trabajos realizados bajo el proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN114613 titulado: “¿Las sucesiones cenozoicas del sur de Puebla y Noroeste de Oaxaca registraron la evolución tectónica durante el truncamiento de la costa pacífica mexicana?”, agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida. Sobre la carretera Tehuacán-Oaxaca, cerca del poblado El Rodeo, se encuentra un afloramiento de rocas tobáceas, las cuales guardan una posición cercana a la horizontal, por lo cual parecieran no tener deformación tectónica, sin embargo, estas rocas se observan afectadas por una serie de fallas inversas muy evidentes. En lo sucesivo se denominará esa localidad como Sección Escorial.

De acuerdo con Mitre-Salazar (1973) estas rocas tobáceas son cenozoicas y pertenecen a la

Formación Llano de Lobos, Mitre (1973) reconoce cierta deformación en la inclinación de los estratos de esta formación, así como diversas fallas de tipo normal. Mitre (1973) propone que la deformación de estas tobas es singenética, es decir, contemporánea a su acumulación y de carácter gravitacional, sin embargo, esto no explica la generación de las fallas inversas como las expuestas en la Sección Escorial. Este trabajo se enfoca en el estudio de las rocas cenozoicas expuestas en esta región, las cuales cubren la proyección sur de la traza de la Falla Santa Lucía. Así mismo, se hace un análisis general tanto de la geología de la región, como de la Falla Santa Lucía, para determinar la causa de la deformación.

1.1 Objetivo

El objetivo de esta tesis es explicar la deformación en las rocas cenozoicas expuestas en el área del Rodeo, Oax, con base en el estudio de la sucesión de la Sección Escorial y en general de las rocas cenozoicas que afloran en la región.

Se caracterizarán los rasgos estructurales que presenta la Formación Llano de Lobos, para determinar la cinemática que experimentó durante el Cenozoico y sus implicaciones tectónicas regionales en el Sur de México.

1.2 Hipótesis

El origen de las fallas inversas expuestas en la Sección Escorial está asociada a la reactivación de la Falla Santa Lucía como falla lateral derecha, ya que las rocas cenozoicas expuestas en la Sección Escorial cubren la traza de la falla sepultada.

1.3 Ubicación y Vías de acceso

El poblado El Rodeo, Oaxaca, se localiza aproximadamente a 50 km en línea recta al SW de la ciudad de Tehuacán, Pue. El área de estudio queda dentro de los municipios de Tepelmeme Villa de Morelos y Concepción Buenavista. Las comunidades de la zona son pequeñas, siendo las más importantes, por su número de habitantes (INEGI, 2014): El Enebro (187 habitantes), Puerto Mixteco (168 habitantes), San Miguel Astatla (157 habitantes), Santa Cruz Corunda (127 habitantes) y El Rodeo (101 habitantes); siendo esta última la más cercana a los afloramientos

estudiados en este trabajo.

El área se encuentra entre las coordenadas geográficas $97^{\circ}18'25.46''$ a $97^{\circ}26'47.25''$ longitud oeste y de $17^{\circ}54'20.19''$ a $18^{\circ}06'03.16''$ latitud norte, y está representada en la zona limítrofe entre las cartas topográficas 1:50,000 de INEGI, Atzumba (E14-B85), Teotitlán (E14-B86), Tepelmeme (E14-D15) y Santa María Tecmovaca (E14-D16).

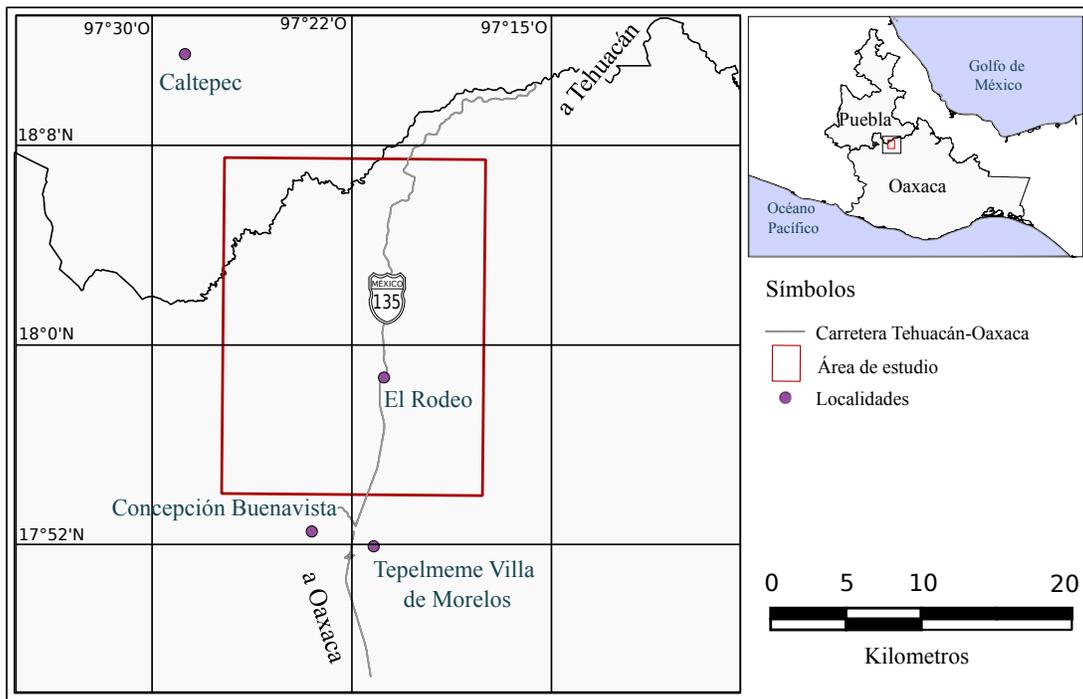


Figura 1: Ubicación y vías de acceso al poblado de El Rodeo. El área de estudio se marca con un recuadro rojo.

El acceso al área de estudio se realiza en automotor por la carretera federal No. 135 Tehuacán-Oaxaca, la cual es una carretera pavimentada de cuota de dos carriles que atraviesa el área de estudio de norte a sur. La autopista Tehuacán-Oaxaca está conectada con caminos de terracería de un carril, los cuales comunican a los poblados de El Rodeo, Barrio de Guadalupe, San Isidro, La Unión, El Izote, Puerto Mixteco, Las Flores, Río Blanco, San Miguel Astatla, El Tambor, Santa

Cruz Corunda, y El Enebro; también se cuenta con caminos (brechas o veredas) que comunican a los poblados de Agua el Zapote, El Naranjo, La Ladrillera, Llano Grande, El Agua Blanca, Cañada Moral, El Rosario, Cruz de San Miguel, Jaderoarúa, y Santa Lucía; de este modo quedan comunicados todos los poblados de la zona de estudio.

1.4 Trabajos geológicos previos

El trabajo antecedente más completo y cercano al área de estudio es la tesis de licenciatura de Mitre Salazar (1973), se trata de la revisión de la geología del área de Tepelmeme Oax. Mitre-Salazar describe la estratigrafía de la zona, así como la geología estructural y presenta una carta geológica. En su tesis, Mitre-Salazar (1973) reconoce a la mayoría de las unidades estratigráficas descritas originalmente por Ferrusquía-Villafranca (1970) en el área de Tamazulapam, entre otras a la Formación Llano de Lobos en la cual se encuentran los afloramientos del Rodeo, Oaxaca discutidos en esta tesis. Por otra parte, Mitre propone a la unidad litoestratigráfica Conglomerado Tepelmeme, misma que subyace a la Formación Llano de Lobos.

Mendoza-Rosales (2010) realizó un análisis de las cuencas cretácicas del sur de Puebla, en dicho trabajo se estudia a la Formación Zapotitlán, entre otras formaciones contemporáneas depositadas en la Cuenca de Zapotitlán. Mendoza-Rosales (2010) delimita la Cuenca de Zapotitlán con la Falla Santa Lucía. La carta geológica de Orizaba 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano, elaborada por Martínez-Amador et al (2001) es la referencia más antigua que se tiene de la Falla Santa Lucía. En la porción sur de la carta Orizaba, se muestra la falla como límite entre el Complejo Oaxaca y las rocas calcáreas de la Formación Zapotitlán. Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) describen la Falla Caltepec a detalle como un límite entre los terrenos tectonoestratigráficos Mixteca y Oaxaca, reconocen la cinemática de la Falla Caltepec y sus diferentes reactivaciones. Dichos autores reportan la Falla Santa Lucía en su porción sur, cerca del área de estudio de esta tesis. Además, mencionan que la Falla Santa Lucía es prácticamente paralela y posiblemente contemporánea a la Falla Caltepec. En el trabajo realizado por Santamaría-Díaz et al. (2008), se caracteriza la deformación de la sucesión cenozoica del área de Tamazulapam, Oax., sucesión que cubre la traza de la Falla Caltepec. Como se mencionó anteriormente, la sucesión estratigráfica del área de Tamazulapam es muy similar a la que se encuentra en el área de El Rodeo. Recientemente, con base en perfiles gravimétricos Campos-Enríquez et al. (2014) muestran el comportamiento a

profundidad de las fallas Caltepec, Santa Lucía, Oaxaca y la Falla Tehuacán, así como una traza inferida donde extienden las fallas Caltepec y Santa Lucía en su parte norte.

1.5 Método de Trabajo

Para la elaboración de esta tesis se realizaron trabajos tanto de campo, como de gabinete y laboratorio, a continuación se describe en que consistió cada etapa. En campo se levantó una columna estratigráfica, se tomaron datos estructurales y fotografías del afloramiento expuesto en El Rodeo Oaxaca, denominado Sección Escorial. El levantamiento de la columna, la toma de datos estructurales y fotografías, fue realizado en 2011 por los profesores Dra. Claudia C. Mendoza Rosales, Dr. Gilberto Silva Romo y M.C. Emiliano Campos Madrigal. Con base en ese antecedente, el sustentante analizó y procesó la información de la siguiente manera: Los datos estructurales del afloramiento Escorial fueron graficados en la red estereográfica para su análisis. Se utilizó los software StereoNet® y el OpenStereo® para procesar dichos datos estructurales. Para más información del software StereoNet® visite www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/ , para información de OpenStereo® visitar www.igc.usp.br/index.php?id=395.

Se elaboró un mosaico con las fotografías del afloramiento Escorial, en el cual se marcaron las superficies de estratificación y las fallas. La sección Escorial ya interpretada, se digitalizó en el Taller de Cartografía de la Facultad de Ingeniería usando una tableta y AutoCAD®. Posteriormente se editó la sección usando otro software CAD llamado DraftSight®, para más información de este software visite www.3ds.com/products-services/draftsight-cad-software/. Posteriormente se definió el área geográfica por analizar, la cual se definió con base en el objetivo principal, el cual es, explicar las causas de la deformación de las rocas en el afloramiento el Escorial. El área de estudio se eligió de tal forma que incluyera la traza de la falla Santa Lucía y que, se tuvieran buenos afloramientos de rocas cenozoicas. De ese modo se escogió el área al norte de Tepelmeme, Oax., en el entorno del poblado El Rodeo, Oaxaca, ya que, justo en esta zona se tiene la traza de la Falla Santa Lucía y dicha traza se encuentra cubierta por rocas volcánicas de edad cenozoica pertenecientes a la Formación Llano de Lobos (Mitre-Salazar, 1973).

Una vez definida el área de estudio, se comenzó a recopilar información de la zona que fuera relevante para esta tesis. La información recopilada consistió en: cartas geológicas o trabajos de cartografía en el área o cercana a ella, artículos publicados en revistas indexadas, trabajos de tesis, reportes técnicos. Una correcta interpretación de la geología del área de estudio se realiza conociendo la distribución espacial de las rocas que afloran en la región, esto se consulta o se realiza una carta geológica. En México existen varios organismos encargados de realizar la cartografía geológica del país, entre ellos se encuentran el Servicio Geológico Mexicano (SGM), anteriormente el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) realizaba dicha tarea, también el Instituto de Geología de la UNAM realizó trabajo cartográfico de la República Mexicana; sin embargo no se cuenta con una carta geológica a detalle del área, la cual es necesaria para realizar cualquier trabajo geológico en el área. Dada la necesidad de contar con una cartografía geológica del área, se planteó realizar una cartografía a escala 1:50,000 del área de estudio.

Se construyó la base topográfica; para lo cual, se utilizaron los datos vectoriales de INEGI escala 1 a 50,000, correspondientes a las cartas topográficas Atzumba (E14-B85), Teotitlán (E14-B86), Tepelmeme (E14-D15) y Santa María Tecmovaca (E14-D16). Se utilizó un modelo digital de elevaciones de INEGI, llamado CEM (continuo de elevaciones mexicano) en su versión 3.0, con una resolución de 15 metros. La edición de los datos vectoriales de INEGI se realizó con el software QGIS® 2.10, el cual es un proyecto oficial de Open Source Geospatial Foundation, publicado bajo licencia GNU, para más información de QGIS® visite <http://www.qgis.org/en/site/>. La edición consistió en dar formato a las capas de: curvas de nivel, localidades, ríos, toponimia; con el fin de obtener una carta topográfica que fuera de utilidad para el trabajo geológico en campo, y como trama topográfica en la elaboración de la carta geológica.

Para elaborar la carta geológica se consultaron las cartas del SGM 1:250,000 correspondientes a Orizaba y Oaxaca; así como la cartografía realizada por Mitre Salazar (1973) en el área de Tepelmeme, posteriormente se realizó la fotointerpretación geológica del área de estudio con base en fotografías aéreas del INEGI, y con imágenes satelitales del globo terráqueo virtual Google Earth®.

Una vez marcados los contactos geológicos en las fotografías aéreas, se pasaron a la base topográfica, para posteriormente digitalizarlos a detalle con la tableta para dibujo en el Taller de Cartografía. Una vez digitalizado en formato dxf se exportó el mapa como archivo shape a QGIS®,

software con el que se elaboró la versión final del mapa geológico que se presenta en esta tesis. Se realizó una visita a la zona de estudio para levantamiento de datos estructurales y reconocimiento de las unidades, en esta segunda visita participamos Alam Israel de la Torre González, el Dr. Gilberto Silva Romo y el sustentante de esta tesis. Para reconocer la dirección de los esfuerzos que ocasionó el fallamiento inverso se recurrió a los diagramas estereográficos.

Finalmente se procedió a la elaboración de figuras, así como a la redacción de la tesis. La edición de las figuras presentadas en esta tesis se realizó con el editor de gráficos vectoriales Inkscape®, para más información de este software visite www.inkscape.org/es/.

1.6 Fisiografía

De acuerdo con la carta fisiográfica del INEGI, el área de estudio se encuentra comprendida en dos subprovincias, la parte Este se encuentra en la subprovincia Sierras Centrales de Oaxaca, y la parte Oeste se encuentra en la Provincia Mixteca Alta. Ambas subprovincias fisiográficas pertenecen a la Provincia conocida como Sierra Madre del Sur, la cual abarca parte de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, México, Morelos, Oaxaca, Puebla, Veracruz y todo el estado de Guerrero. La Sierra Madre del Sur está limitada al norte por la Faja Volcánica Transmexicana; al Este con la Provincia de la Llanura Costera del Golfo del Sur, la provincia de las Sierras de Chiapas y la Provincia de la Llanura Costera Centroamericana del Océano Pacífico; hacia al Sur limita con el Océano Pacífico.

1.7 Hidrografía

Según el Simulador de Flujos de Agua de Cuencas Hidrográficas del INEGI (versión 2.2), la zona de estudio está ubicada en la vertiente del Golfo de México, dentro de la cuenca hidrográfica del Río Papaloapan, en la subcuenca del Río Salado. En el área hay varios arroyos que drenan a los afluentes del Río Papaloapan, arroyos que no siguen un patrón estructural definido. La mayoría de las corrientes son intermitentes y el patrón de drenaje es dendrítico, el más importante de estos es el Arroyo el Calvario. La corriente fluvial más importante es el Río Hondo, que drena la parte norte del área de estudio. El Río Hondo es una corriente perenne que sirve como límite estatal entre los

estados de Puebla y Oaxaca. El Río Hondo es afluente del Río Salado, y éste a su vez es afluente del Río Tehuacán y este último toma el nombre de Papaloapan el cual desemboca en la Laguna de Alvarado en Veracruz.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El sur de México es un aglomerado de terrenos tectonoestratigráficos yuxtapuestos a lo largo de la historia geológica, cada uno de ellos tiene su propio basamento, una columna estratigráfica diferente y cuenta su propia historia, así mismo presentan algunas coberturas sedimentarias en común depositadas posteriormente al ensamble, o definición de estos terrenos. Para desentrañar y reconstruir la historia referente a estos terrenos se les clasifica de acuerdo a su columna estratigráfica y sobre todo a sus basamentos.

2.1 Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México

En esta tesis se considera la clasificación de terrenos tectonoestratigráficos propuesta por Sedlock et al. (1993), en esta clasificación se proponen para el sur de México los terrenos: Náhuatl, Mixteco, Zapoteco, Cuicateco, Maya, y Chatino. La zona de estudio se encuentra justo en el límite entre el terreno Zapoteco y el terreno Mixteco (Figura 2). A continuación se mencionan las características principales de ambos terrenos así como del terreno Chatino.

Terreno Zapoteco

El terreno Zapoteco limita al oeste con el terreno Mixteco, la Falla Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005) es el límite entre ambos terrenos. Hacia el sur limita con el Terreno Chatino mediante la Falla Chacalapa (Tolson, 2005); al norte con la Faja Volcánica Transmexicana, aunque se ha propuesto su continuación hacia el norte de México así como la existencia de un microcontinente denominado Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Hacia el este colinda con el terreno Cuicateco con la falla Oaxaca como límite.

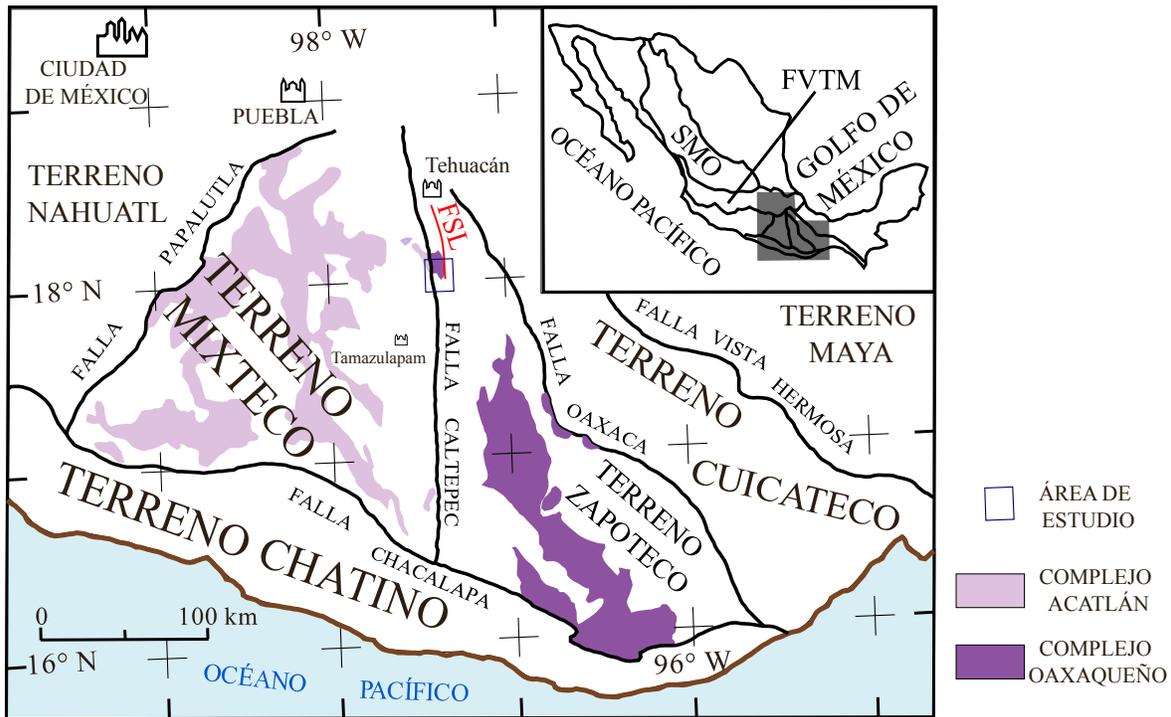


Figura 2: Modificada de Ortega-Gutiérrez (1999). Se ilustran los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México, los complejos Oaxaqueño y Acatlán, el área de estudio enmarcada en color rojo y la traza de la Falla Santa Lucía (FSL).

El basamento del terreno Zapoteco está conformado por rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño. El complejo Oaxaqueño está formado por una serie de paragneises y ortogneises, meta-anortositas, rocas metamórficas calcosilicatadas y charnoquitas. Las rocas del Complejo Oaxaqueño tienen edades precámbricas de 1100 Ma. (Ortega-Gutiérrez, 1981; Keppie et al., 2003) lo cual las convierte en el basamento más antiguo del sur de México.

Sobreyaciendo a las rocas precámbricas se encuentra la Formación Tiñu, la cual está formada por rocas clásticas y carbonatadas de edades Cámbrico-Ordovícico (Landing et al., 2007). Sobreyaciendo a la Formación Tiñu se encuentra la columna de rocas clásticas y carbonatadas de edades que van desde el Pérmico hasta el Cenozoico, estas unidades sobreyacen a varios terrenos del sur de México.

Terreno Mixteco

El terreno Mixteco limita al norte con la Faja Volcánica Transmexicana, al este con el Terreno Zapoteco, al Oeste con el Terreno Náhuatl, y al Sur con el Terreno Chatino. El basamento del Terreno Mixteco tiene edad principalmente Paleozoico, y se conoce como Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978). Este complejo está formado por el ensamble de dos grandes grupos, de acuerdo a su edad y sus diferentes grados de metamorfismo: el Grupo Petlalcingo y el Grupo Piaxtla, puestos en contacto por una napa. (Ortega-Gutiérrez, 1978; Nance et al., 2006; Helbig et al., 2012).

El grupo Piaxtla (antes llamado Grupo Acateco) forma el bloque alóctono; este grupo está formado por secuencias marinas profundas con un grado de metamorfismo alto. El Grupo Piaxtla está compuesto en su parte basal por la Formación Xayacatlán, y en su parte superior por Los Granitoides Esperanza. La Formación Xayacatlán contiene peridotitas serpentinizadas, así como metabasitas en facies de eclogita y anfibolita. Los Granitoides Esperanza consisten en gneisses miloníticos derivados de protolitos graníticos y tonalíticos (Ortega-Gutiérrez, 1978; Sedlock et al., 1993; Nance et al., 2006).

El Grupo Petlalcingo forma el bloque autóctono de la napa, el grupo consiste de rocas siliciclásticas deformadas con un bajo grado de metamorfismo, como esquistos, anfibolitas, cuarcitas y filitas. Estas rocas derivan de rocas sedimentarias marinas intercaladas con rocas ígneas máficas. Originalmente el Grupo Petlalcingo se dividía en los subgrupos: Formación Cosoltepec, la Formación Chazumba y la Migmatita Magdalena, cada uno de estos formado por diferentes tipos de rocas metamórficas e ígneas. Se consideraba como unidad basal a la Migmatita Magdalena, formada por rocas cálcicas y muy ricas en carbonatos. Las unidades media y superior, formaciones Chazumba y Cosoltepec, están formadas por metagrauvas intercaladas con metapelitas y metagabros (Ortega-Gutiérrez, 1978; Sedlock et al., 1993; Nance et al., 2006). Actualmente se han mostrado evidencias de que las rocas de la Migmatita Magdalena y la Formación Chazumba tienen edades jurásicas, por lo que no pertenecen al complejo Acatlán, y se consideran como parte del Complejo Ayú. Así en este modelo se considera a la Formación Chazumba como protolito de la Migmatita Magdalena (Helbig et al., 2012).

Terreno Chatino

El Terreno Chatino limita al sur con la Placa de Cocos, al norte con los terrenos Zapoteco, Mixteco y Nahuatl, siendo la Falla Chacalapa el límite con estos terrenos. El Terreno Chatino consiste en su mayoría de ortogneises y de rocas metasedimentarias. La unidad más antigua del Terreno Chatino es el Complejo Xolapa. Este complejo está formado por rocas en facies de anfibolita y migmatita, así como ortogneises, anfibolitas, esquistos pelíticos, esquistos de biotita y mármol. El Complejo Xolapa se encuentra intrusionado por granitoides cenozoicos no deformados, pegmatitas graníticas y diques maficos (Sedlock et al., 1993).

2.2 Fallas mayores del sur de México

Falla Caltepec

La Falla Caltepec es una estructura mayor orientada N-S con una ligera desviación hacia el NW. Esta falla tiene su mejor afloramiento cerca de los poblados de Caltepec y Metzontla, Pue., la continuidad hacia el norte y el sur se encuentra cubierta por rocas desde el Jurásico hasta el reciente (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005).

Aunque la Falla Caltepec sólo aflora en un área pequeña, se infiere su extensión desde el sureste de Puebla, pasando al oeste de la Ciudad de Tehuacán, hasta el sur de Oaxaca donde termina truncada por la Falla Chacalapa. Recientemente Campos-Enriquez et al. (2014) realizaron una serie de secciones gravimétricas, en las cuales se muestra que la continuación de la Falla Caltepec hacia el norte tiende a seguir una dirección mayor hacia el NW. La continuidad de la Falla Caltepec hacia el sur es inferida, se cree que la Falla de Tamazulapam es producto de una reactivación de la falla Caltepec. Santamaría et al. (2008) proponen que la traza se localiza al poniente del Anticlinal de Teposcolula.

La Falla Caltepec separa los gneisses granulíticos pertenecientes al Complejo Oaxaqueño que afloran al Este, de las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán que afloran en el Oeste. La zona de falla se caracteriza por tener dos formas de deformación, una dúctil y otra zona de deformación frágil (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005).

En la zona de deformación dúctil se encuentra una banda de milonitas cuarzo feldespáticas, de aproximadamente 100 a 500 metros de espesor. Estas milonitas siguen una tendencia N-S con un

echado vertical, muestran una fábrica con forma planar que define la foliación. Las milonitas fueron afectadas por eventos de deformación en el Mesozoico y en el Cenozoico, por lo que presentan muchas fracturas y fallas de tipo normal (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005). La Falla Caltepec es una falla dextral de transpresión cuyo origen está asociado al ensamble del oeste de Pangea, sin embargo la falla ha tenido diversas reactivaciones, en el Mesozoico y en el Cenozoico. (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005).

Falla Oaxaca

La Falla Oaxaca es el límite entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco. El sistema de la Falla Oaxaca se trata de una zona de cizalla formado por fallas con una orientación preferencial al N y NW, que conforman la Falla Oaxaca y la Falla Donají (Nieto-Samaniego et al., 1995). Este sistema se encuentra expuesto a lo largo de aproximadamente 200 km, desde el poblado de Miahuatlán, al sur de la ciudad de Oaxaca, hasta Tehuacán, Pue., (Sedlock et al., 1993; Dávalos-Alvarez, 2006; Dávalos et al., 2007).

La Falla Oaxaca es una estructura de larga vida; primero se comportó como una cabalgadura, producto del ensamble de los terrenos Zapoteco y Cuicateco durante el Pérmico-Jurásico, como respuesta a esta colisión se originó una franja milonítica (Alaniz-Álvarez et al., 1994). Durante la migración del Bloque de Yucatán y la apertura del Golfo de México en el Jurásico, la Falla Oaxaca se reactivó como una falla lateral derecha. En el Jurásico-Cretácico se reactivó como falla normal, exhumando la franja milonítica (Alaniz-Álvarez et al., 1994). La última reactivación fue durante el Cenozoico como un sistema de fallas normales (Centeno-García, 1988). Los estudios gravimétricos realizados por Campos-Enríquez et al., (2014) muestra a la extensión a profundidad de la Falla de Oaxaca en su parte norte, cerca de Tehuacán, Pue.

Falla Chacalapa

Presenta un rumbo general E-W y una extensión de 50 km, esta falla yuxtapone las rocas del Complejo Oaxaqueño con las del Complejo Xolapa. La deformación de esta falla es dúctil y presenta milonitas y un desplazamiento lateral izquierdo. El espesor de las zonas miloníticas varía desde cientos de metros hasta los 2 km. (Tolson, 2005). La Falla Chacalapa registra una actividad tectónica desde el Oligoceno hasta el presente. La edad de las milonitas de esta falla se ubica entre los 29 y los 23 Ma., (Tolson, 2005).

3. GEOLOGÍA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio afloran rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. La descripción geológica se realizó con base en un mapa geológico, la descripción de la estratigrafía de esta zona así como la descripción de sus rasgos estructurales más notorios. El mapa geológico presentado en esta tesis (Figura 3) se basó en las cartas geológicas del SGM Orizaba, Oaxaca y Atzumba, la cartografía realizada por Mitre Salazar (1973), el mapa del cuadrángulo de Endor (De la Rosa Mora, 2011), y de la cartografía realizada por Silva-Romo (en preparación) correspondiente a la hoja Tehuacán escala 1:100,000. Los contactos se marcaron en fotografías aéreas del INEGI como en imágenes del globo terráqueo Google Earth. Las unidades geológicas se identificaron siguiendo la metodología descrita por Silva-Romo et al. (2001). Los contactos fueron corroborados con trabajo geológico de campo, de igual manera en campo se reconocieron las distintas unidades que afloran en el área de estudio.

3.1 Estratigrafía

La columna estratigráfica (Figura 4) expuesta en el Rodeo, es muy similar a la observada en las zonas de Tamazulapam (Ferrusquía-Villafranca, 1970; Santamaría-Díaz et al., 2008) y Tepelmeme (Mitre-Salazar, 1973). A continuación se presenta una descripción de la sucesión estratigráfica de El Rodeo, Oax., con énfasis en el Cenozoico.

Basamento

El basamento está formado por rocas metasedimentarias y ortogneises en facies de granulita de edad Mesoproterozoica pertenecientes al Complejo Oaxaqueño, y por el conjunto de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias metamorfoscadas Paleozoicas del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez,

1978). Los complejos Oaxaqueño y Acatlán están separados por el Granito Cozahuico y una banda de milonitas cuarzo-feldespáticas que coincide con la traza de la Falla Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005).

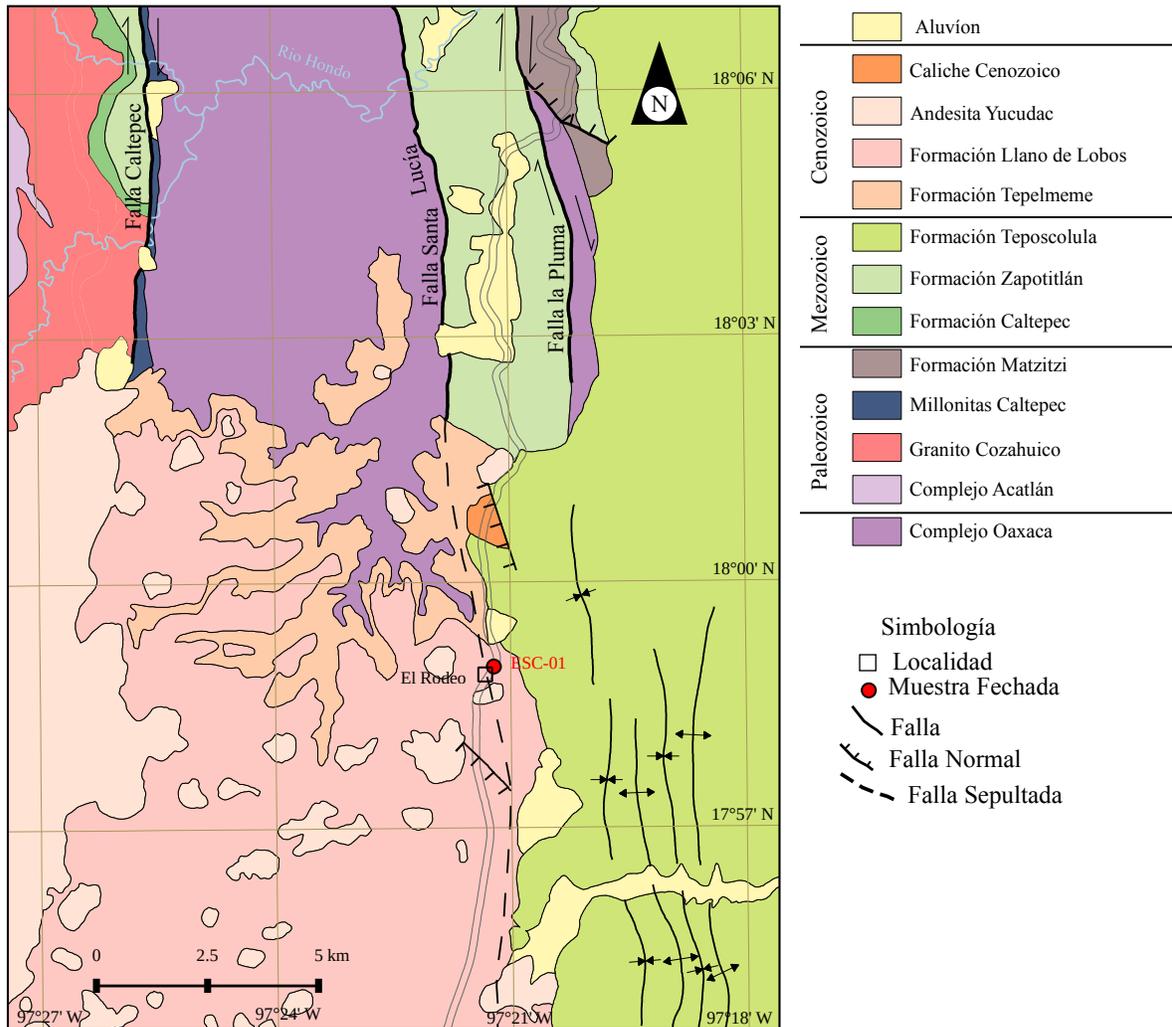


Figura 3: Mapa geológico del área de El Rodeo, Oaxaca

En la porción norte afloran rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Oaxaqueño, estas rocas están en contacto con milonitas de la Falla Caltepec al poniente; en tanto que al este, el Complejo aparece yuxtapuesto con calizas de la Formación Zapotitlán mediante la Falla Santa Lucía. En la parte noreste del área, el Complejo Oaxaqueño presenta un afloramiento, en forma de una cuña tectónica entre las formaciones Zapotitlán, Matzitzi, y Teposcolula. La Formación Matzitzi aflora al

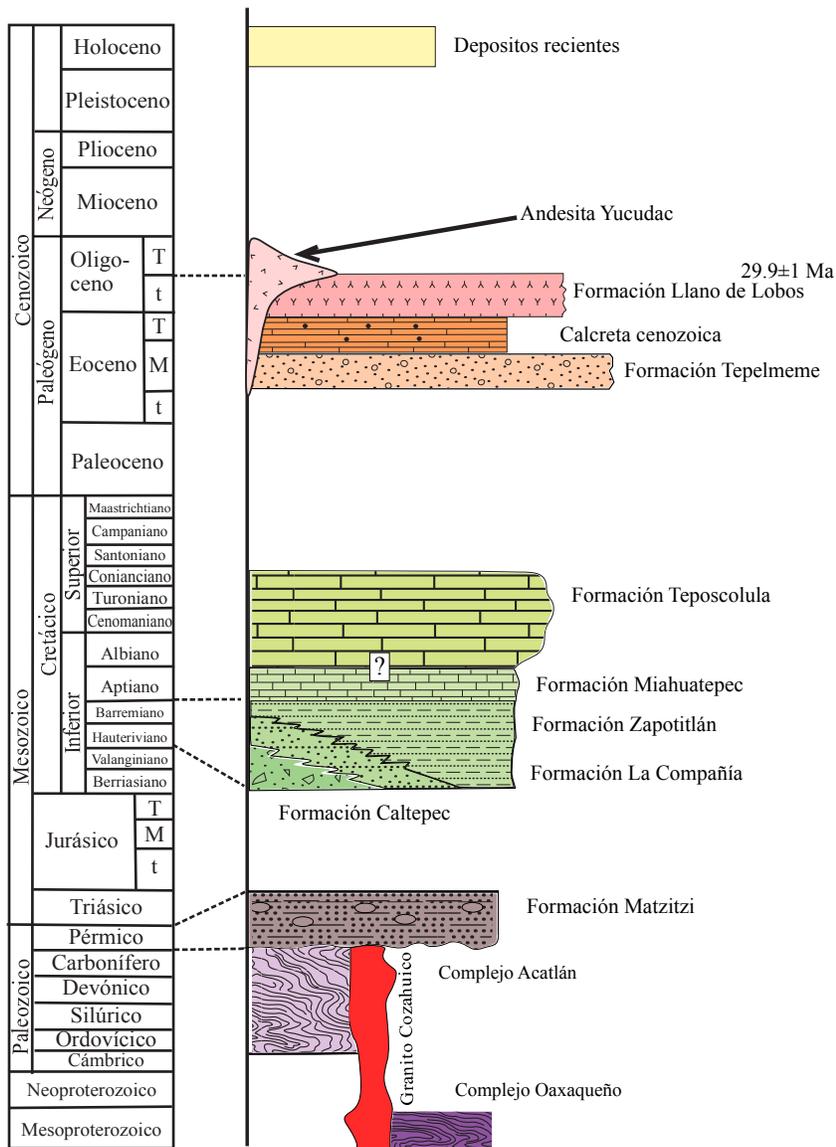


Figura 4: Columna estratigráfica del área de El Rodeo Oaxaca.

norte del área de estudio y se encuentra en contacto por falla con las rocas de la Formación Zapotitlán y con las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño. En la porción noroeste afloran rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Acatlán, estas rocas están en contacto al este con el Granito Cozahuico, el cual forma una franja de 2 km de espesor aproximadamente, con dirección norte sur.

Formación Matzitzi

Es la unidad sedimentaria más antigua que descansa sobre los complejos metamórficos Oaxaca y Acatlán, consiste básicamente en una sucesión clástica formada principalmente por arenisca y, en menor proporción, por estratos o paquetes de estratos de lutita, lodolita carbonosa, arenisca conglomerática y conglomerado de edad Paleozoico Tardío (Centeno-García et al., 2009).

Relleno sedimentario de la Cuenca de Zapotitlán

En el área afloran rocas cretácicas pertenecientes a las formaciones Caltepec, La Compañía, Zapotitlán y Miahuatepec, acumuladas en la Cuenca de Zapotitlán. Las formaciones Caltepec, La Compañía y Zapotitlán presentan cambios de facies laterales entre si y su edad se restringe del Huateriviano Tardío al Barremiano Tardío, mientras que la Formación Miahuatepec se depositó durante el Aptiano sobreyaciendo concordante y transicionalmente a la Formación Zapotitlán (Mendoza-Rosales, 2010). La Formación Caltepec consiste en una intercalación rítmica de conglomerados, subarcosas, areniscas conglomeráticas y lodolitas de color rojo que se encuentran sobreyaciendo discordantemente a las rocas del Granito Cozahuico y a los complejos metamórficos Acatlán y Oaxaca; en tanto que el contacto de la Formación Caltepec con la Formación Matzitzi se observa al norte del área de estudio (Mendoza-Rosales, 2010). La Formación La Compañía es una sucesión de areniscas, conglomerados y calizas, que se depositó sobre el Granito Cozahuico y los esquistos del Complejo Acatlán, presenta un cambio lateral de facies a las turbiditas de la Formación Zapotitlán (Mendoza-Rosales, 2010). La Formación Zapotitlán consiste en una sucesión de estratos heterolíticos intercalados con calizas, debritas calcáreas y areniscas; sobreyace discordantemente al Complejo Oaxaqueño y a la Formación Matzitzi. En el Cretácico, la Cuenca de Zapotitlán estaba limitada por la Falla de Santa Lucía, y al pie de esta se depositaron las turbiditas pertenecientes a la Formación Zapotitlán, por lo que en el área de estudio la Formación Zapotitlán está en contacto con el Complejo Oaxaqueño mediante la Falla Santa Lucía (Mendoza-Rosales, 2010). En el noroeste del área se observan margas de la Formación Zapotitlán, las cuales forman una serie de cerros alargados en dirección N-S y se encuentran plegados siguiendo esa misma dirección. La Formación Miahuatepec está formada por calizas en estratos tabulares delgados con bandas de pedernal, el cual desaparece hacia la cima de la unidad. Los depósitos de la Formación

Miahuatepec se acumularon principalmente como producto de flujos turbidíticos (Mendoza-Rosales, 2010).

Formación Teposcolula

La Formación Teposcolula consiste en calizas, principalmente biomicritas, de estratificación gruesa. Esta unidad forma una serie de anticlinales y sinclinales recostados al oriente cuyos planos axiales tiene una orientación N-S. La base de la Formación Teposcolula no aflora y el límite superior es una discordancia angular que la separa del Conglomerado Tepelmeme (Mitre-Salazar, 1973). El contacto entre la Formación Teposcolula y la Formación Miahuatepec no está reportado y no se observó en campo, sin embargo se ha reportado que la Caliza Cipiapa Sobreyace discordantemente a la Formación Miahuatepec (Juárez-Arriaga et al, 2007), y según Ferrusquía-Villafranca (1970) la Formación Teposcolula es correlativa y se depositó en un ambiente semejante al propio de la Caliza Cipiapa. En la porción oriental afloran calizas marinas de estratificación gruesa, pertenecientes a la Formación Teposcolula (Mitre-Salazar, 1973), las cuales se encuentran afectadas por plegamientos con orientación N-S.

Formación Tepelmeme

La cubierta cenozoica está formada por una serie de rocas volcánicas y sedimentarias acumuladas en la cuenca Yanhuitlán-Huajuapán, la cual es una depresión limitada por los altos topográficos formados por rocas mesozoicas y paleozoicas (Martiny-Kramer, 2008, Silva-Romo, 2010). La Formación Tepelmeme propuesta por Mitre-Salazar (1973), como Conglomerado Tepelmeme es la unidad cenozoica más antigua que aflora en el área, y al igual que las demás unidades cenozoicas en esta región, tiene una posición estructural subhorizontal, presenta una estratificación gruesa.

La unidad está formada por un conglomerado oligomítico, los fragmentos son de calizas pertenecientes a la Formación Teposcolula. Se trata de un conglomerado mal clasificado, el tamaño de los fragmentos varían entre los 5 y los 20 cm de diámetro y presentan formas equidimensionales y subredondeadas. Los clastos están cementados por calcita y lodo calcáreo, la matriz es de color rojiza (Mitre-Salazar, 1973). La Formación Tepelmeme es correlacionable con el Conglomerado Tamazulapam y sobreyace discordantemente a la Caliza Teposcolula (Mitre-Salazar, 1973) y a las rocas metamórficas del Complejo Oaxaca en el área de estudio.

Aunque no se observan afloramientos claros de la Formación Yanhuitlán dentro del área de estudio, está reportada en el área de Tepelmeme (Mitre-Salazar, 1973). La Formación Yanhuitlán (Ferrusquía, 1970; Mitre-Salazar, 1973; Martiny et al., 2000; Cerca et al., 2007) es una secuencia de areniscas, arcillas y limolitas rojas, rítmicamente estratificadas.

Originalmente Ferrusquía (1970) propuso que la Formación Yanhuitlán sobreyacia al Conglomerado Tamazulapam, sin embargo se ha propuesto que la Formación Yanhuitlán es una facies lateral de grano fino del Conglomerado Tamazulapam (Martiny et al., 2000; Cerca et al., 2007), por lo que el contacto con la Formación Tepelmeme también puede ser un cambio a una facies lateral más gruesa de la Formación Yanhuitlán.

En la porción sur aflora una unidad de conglomerados calcáreos con una estratificación gruesa dispuesta en posición subhorizontal, pertenecientes a la Formación Tepelmeme. En el área de estudio este conglomerado se encuentra sobreyaciendo a las rocas metamórficas del complejo Oaxaqueño (Mitre-Salazar, 1973). Sobreyaciendo a estas rocas se encuentra una unidad de tobas, areniscas y calizas lacustres, denominada Formación Llano de Lobos la cual guardan una posición horizontal (Mitre-Salazar, 1973).

Formación Llano de Lobos

La Formación Llano de Lobos, propuesta por Ferrusquía-Villafranca (1970), se compone de una serie de tobas, conglomerados, areniscas, limolitas con fragmentos de tobas e ignimbritas de coloración diversa, principalmente rosa, aunque también se tienen tonos verdes pálidos, pardos o grises. La unidad consta de tobas, areniscas y calizas lacustres de colores pardo claro a amarillento, rosadas y verdes. Predominan las tobas vítreas, con algunos fragmentos de roca y una pequeña fracción cristalina. (Ferrusquía-Villafranca, 1970; Mitre-Salazar, 1973). Los líticos en la toba son principalmente andesíticos. La fracción cristalina se compone de cuarzo en cristales euhedrales a subhedrales, feldespatos alcalinos, principalmente microclina y ortoclasa. Las plagioclasas más abundantes son oligoclasa y andesina, también se observan cristales de biotita y muscovita. Las areniscas tobáceas presentan fragmentos de calizas subangulares y subredondeados (Mitre-Salazar, 1973).

Mitre-Salazar (1973) propuso el término “Miembro Tierra Blanca” para designar una sucesión de caliza lacustre parcialmente silicificada intercalada con arenisca tobácea y toba poco consolidada de la Formación Llano de Lobos expuesta en el área de Tepelmeme, Oaxaca. La Formación Llano de Lobos aflora al sur del área de estudio. Cerca del poblado Agua Chiquita se reconoce un afloramiento del Miembro Tierra Blanca sobre la carretera Tehuacán-Oaxaca.

La Formación Llano de Lobos cubre de manera concordante a la Formación Tepelmeme. El espesor estimado para esta unidad es de 300 metros (Mitre-Salazar, 1973). En cuanto a su estructura, generalmente guarda una posición horizontal, aunque presenta ligeras variaciones en su inclinación en distintas direcciones, estas variaciones son probablemente consecuencia de fallas o estructuras cercanas (Ferrusquía-Villafranca 1970). Mitre-Salazar (1973) postula que esta formación se acumuló en uno o varios cuerpos acuosos de dimensiones pequeñas, en los cuales se depositaba lodo calcáreo, arenas y fragmentos calcáreos y periódicamente recibía el aporte de material tobáceo. De acuerdo a Mitre-Salazar (1973) la cuenca se azolvaba hasta terminar el aporte de tobas y nuevamente se depositaba material calcáreo puro. Este proceso propició la acumulación del Miembro Tierra Blanca.

La Sección Escorial, cuyos rasgos estratigráficos y estructurales se discuten en el siguiente capítulo, corresponde con un corte de la carretera Tehuacán - Oaxaca, con coordenadas UTM 14Q 674330 m E y 1989051 m N, labrado en los depósitos tobáceos de la Formación Llano de Lobos. Para caracterizar la sucesión expuesta en la Sección Escorial se midió la columna estratigráfica ilustrada en la figura 5 y que se describe a continuación.

Facies A) Se observan tobas de cenizas con un espesor de 3.35 m, este nivel se compone de cenizas gruesas, los cuales son minerales oscuros que parecen líticos volcánicos, feldespatos, pómez devitrificado (arcillas), fragmentos silíceos, presenta una meteorización nodular, parece no estar estratificado ya que la cima es ondulada. Se observa un nivel blanco, parece caolín, la cual contiene líticos, cuarzo, anfíboles alterados oscuros, y se observa estratificado. El espesor de los estratos varía de 25 cm, 40cm hasta los 1.7 metros. Como estructura sedimentaria primaria se presenta gradación grano decreciente.

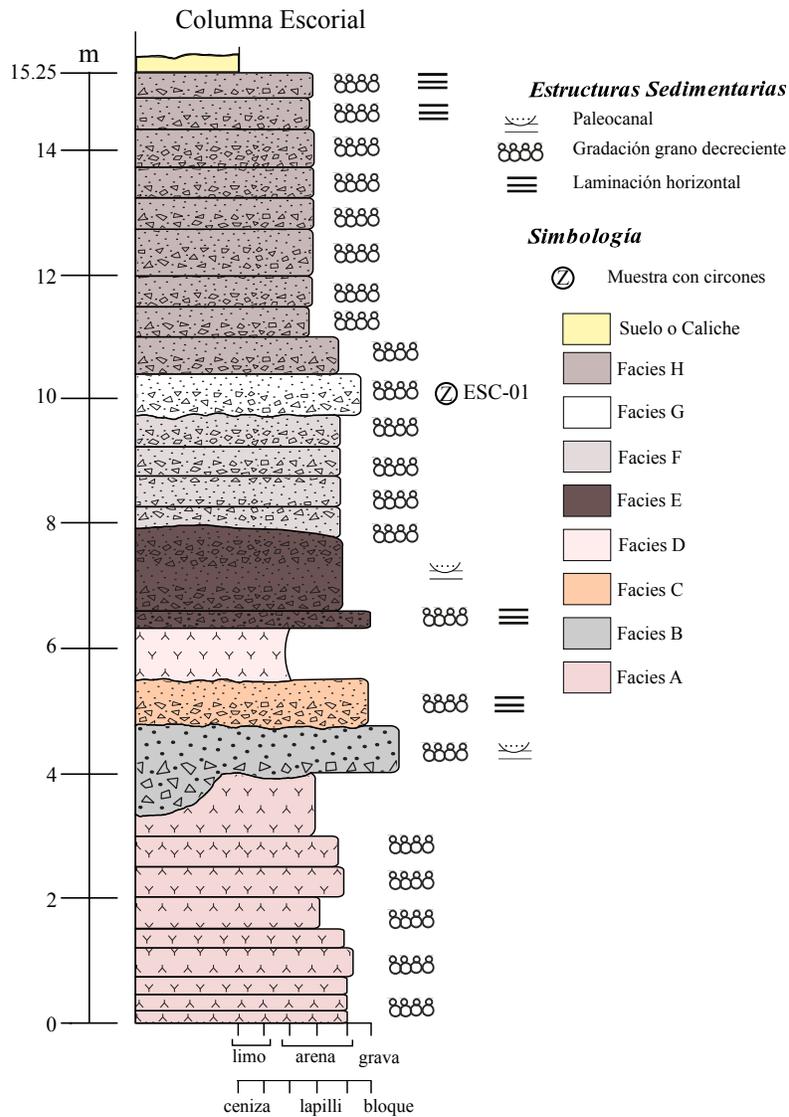


Figura 5: Columna estratigráfica medida en la Formación Llano de Lobos, sobre la sección Escorial

Facies B) Nivel de gravas y arenas (Figura 6a), en facies de Gm (fanglomerado) y Gh (gravas horizontales). La facies Gm es grava soportada por matriz, los fragmentos son de caliza con tamaños de 1, 7 y hasta 9 cm, la mayoría de los fragmentos van de 1 a 3 cm, los fragmentos de 3 a 5 cm son escasos y los mayores a 5 cm son angulosos. Debido a la variación en tamaños y forma de

los clastos se puede decir que la selección es pobre. La facies Gm varía lateralmente a facies Gh, con estratos de gravas calcáreas; hacia la cima se presentan estratos muy bien definidos de tobas con granulometría de arena gruesa.



Figura 6: (a) nivel de gravas gruesas y arenas, se observan fragmentos de calizas angulosos de distintos tamaños. (b) facies A.

Facies C.- horizonte de lapilli con un espesor de 67 cm, es una toba de lapilli, de color rosa, con granulometría grano decreciente de 1 cm. El límite con la facies inferior de tobas y gravas es ondulante, el límite con la facies superior es paralelo con otro nivel de tobas. Presenta gradación granodecreciente y laminación horizontal.

Facies D.- Se trata de una toba vítrea fina con pómez, también tiene fragmentos líticos color negro.

Presenta meteorización nodular. Tiene un espesor de 90 cm y su límite basal es ondulante.

Facies E.- Tiene un espesor de 1.95 metros. Es un depósito piroclástico grueso de composición vítrea, con niveles de cenizas finas y alteradas. El límite superior es nítido, en la base se presentan lentes de lapilli y fragmentos de caliza y pómez. En la base se observan paleocanales (Figura 7) y un horizonte de lapilli con laminación y gradación grano decreciente.

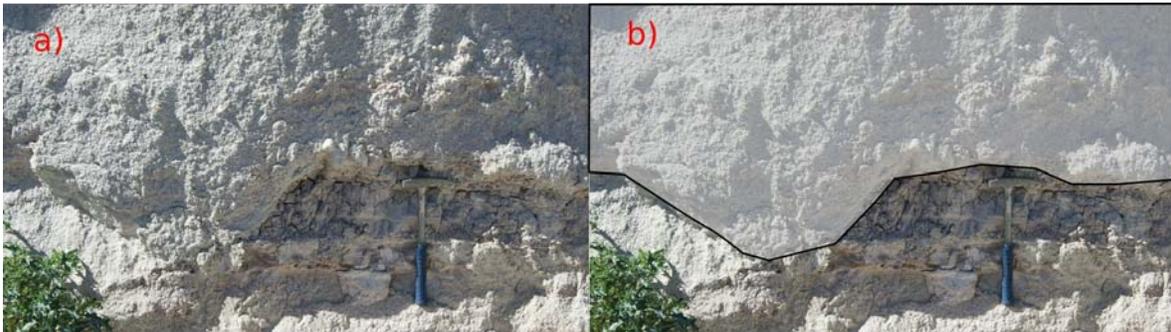


Figura 7: Se observa un paleocanal relleno con tobas de lapilli.

Facies F.- Nivel de depósitos piroclásticos gruesos de composición vítrea con gravas de caliza y pómez, con un espesor de 1.95 metros, hacia la base presenta un horizonte de gravas que forman lentes. Presenta gradación grano decreciente.

Facies G.- Horizonte de lapilli color arena blanquecino con gradación grano decreciente y un espesor de 65 cm, en este nivel se colectó la muestra ESC-01.

Facies H.- El último horizonte corresponde a un depósito piroclástico de grano medio a fino, con un espesor de 4.7 metros. La estructura es laminar con gradación. La base de este horizonte se observa nítida y ondulada.

Andesita Yucudac

Sobreyaciendo a la Formación Llano de Lobos se reconocen un conjunto de cerros, los cuales son interpretados como pequeños edificios volcánicos alineados en dirección SW-NE con derrames lávicos correspondientes a la Andesita Yucudaac con una edad de 28.9 ± 0.6 Ma., (Ferrusquía-Villafranca, 1970), La andesita presenta numerosas diaclasas en dirección N 35° E (Mitre-Salazar, 1973).

Por lo general las andesitas son de color gris a negro, en superficie meteorizada adquieren color gris claro a pardo (Mitre-Salazar, 1973). En la porción occidental del área estas andesitas forman una sierra abrupta, en la porción central forman una serie de cerros aislados con una orientación preferencial SW-NE. Mitre-Salazar (1973) reporta en sus estudios petrográficos en lámina delgada texturas traquítica, porfídica. Los minerales reportados por Mitre-Salazar (1973) son plagioclasa zonada, hiperstena, oxihornblenda, iddingsita, augita y olivino.

3.2 Geología estructural

Las estructuras más notorias en el área de estudio son: en la porción nor-occidental, la Falla Caltepec, cuyas características principales se presentaron en el capítulo 2, en la porción nororiental la Falla Santa Lucía, la Falla la Pluma (Martínez-Amador et al, 2001) y otras fallas que limitan una cuña del basamento. La cobertura cenozoica se encuentra afectada por fallas normales con una orientación NW-SE. En la porción sureste se observa un conjunto de pliegues con orientación N-S definidos en la Formación Teposcolula, los anticlinales y sinclinales están recostados hacia el oriente. El origen de estas estructuras se ha asociado a esfuerzos compresionales durante la Orogenia Laramide (Mitre-Salazar, 1973; Santamaría et al., 2008).

Falla Santa Lucía

La Falla Santa Lucía es una estructura que constituye el límite entre el Complejo Oaxaca y la Formación Zapotitlán, tiene un rumbo N05°W, con un echado subvertical al noreste, casi paralela a la Falla Caltepec, aflora en las cercanías de San Luis Atolotitlán y se extiende hacia el sur por 15 km hasta quedar sepultada bajo una cubierta cenozoica de las formaciones Tepelmeme y Llano de Lobos (Martínez-Amador et al, 2001; Elías-Herrera et al., 2005).

Elías-Herrera et al. (2005) proponen que la falla pudo experimentar desplazamiento simultáneamente con la Falla Caltepec durante el Paleógeno como lo sugieren las relaciones espaciales, sin embargo no encontraron evidencia de que la Falla Santa Lucía afectara a las rocas sedimentarias y volcánicas de la región.

En el área de estudio la Falla Santa Lucía es subparalela a la Falla La Pluma, la cual delimita una cuña de basamento que queda aflorando entre la Formación Zapotitlán, rocas de la Formación Matzitzi y calizas de la Formación Teposcolula.

Los perfiles gravimétricos de Campos-Enríquez et al. (2014) muestran la continuidad de la Falla Santa Lucía en su porción norte, la cual es paralela a la Falla Caltepec y presenta una cierta desviación hacia el NW. Uno de estos perfiles muestra a profundidad diversas fallas en la parte de estudio, las cuales pueden corresponder con la Falla La Pluma, misma que aflora en el puente Santa Lucía.

4. LA DEFORMACIÓN EN EL RODEO, OAXACA

El análisis de la deformación en el área de El Rodeo, Oax., se realizó interpretando las estructuras secundarias presentes en las tobas de la Formación Llano de Lobos expuestas en la Sección Escorial (Figura 9). En el esquema de la figura 9 se señalan sus principales facies y estructuras secundarias; así como un diagrama estereográfico con los datos medidos de las estructuras secundarias.

Las estructuras más evidentes en la sección son fallas inversas, se reconoce su cinemática gracias al desplazamiento de los estratos, lo cual permite su reconocimiento a simple vista. Estas fallas presentan un desplazamiento desde los 40 cm hasta los 2.5 metros y prácticamente cortan a toda la sucesión expuesta, algunas superficies de falla están rellenas de caliche. En la figura 8 se muestra una foto de algunas de las fallas que se observan en la sección Escorial, así como su desplazamiento.

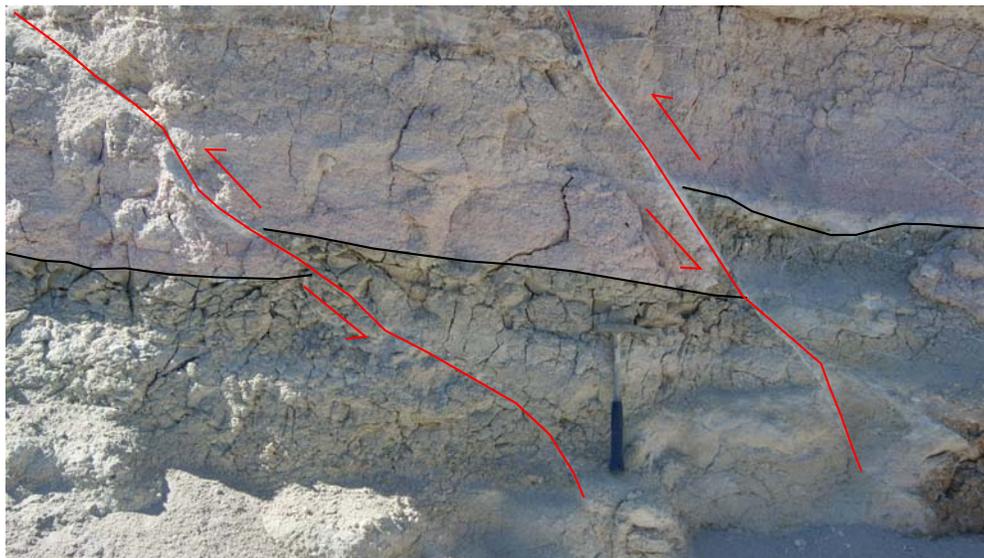


Figura 8: Se observan estratos de tobas color rosa beige pertenecientes a la Formación Llano de Lobos. Los estratos están cortados por fallas inversas (color rojo).

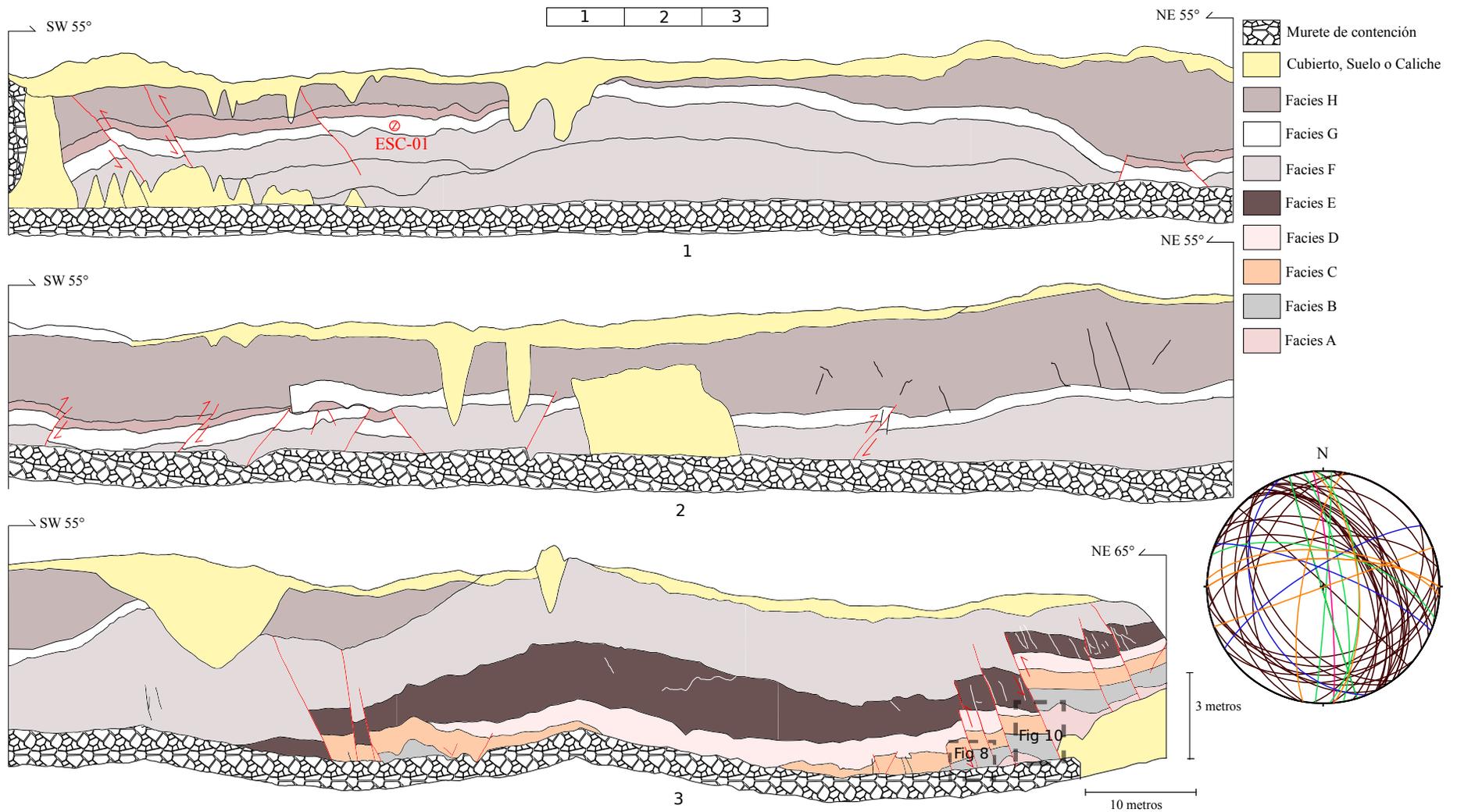


Figura 9: Esquema de la Sección Escorial. Se reconoce un deslizamiento de falla inversa para todas las estructuras marcadas en rojo. Los datos estructurales de fallas se muestran en un diagrama estereográfico en la proyección de Schmidt en el hemisferio inferior. Se muestran marcadas las diferentes facies reconocidas en la columna estratigráfica, y se observan las superficies de estratificación onduladas y el acuñamiento de alguno

4.1 Análisis de las estructuras

En la Formación Llano de Lobos se ha reconocido un cierto grado de deformación, caracterizado por ligeras variaciones en la inclinación de los estratos y, la presencia de fallas de tipo normal (Ferrusquía-Villafranca, 1970; Mitre-Salazar, 1973). Estos autores atribuyen la deformación a cuestiones relacionadas con el emplazamiento y efectos de la gravedad. Sin embargo en la Sección Escorial se reconoce una deformación diferente, caracterizada por la presencia de fallas de tipo inverso como la que se observa en la figura 10.

El diagrama estereográfico de la figura 9 muestra todos los datos medidos en la Sección Escorial, en la figura 11 se separan los datos correspondientes a fallas de tipo normal, inverso y lateral. Debido a que son muchos datos, no se identificó un sistema de esfuerzos general que pueda dar origen a todas las estructuras mostradas. Para encontrar un sistema de esfuerzos que de origen a estas estructuras se analizaron las fallas inversas ya que representan la mayoría de las estructuras.

Se realizó un análisis de concentración de puntos (figura 12a), en éste se observan dos máximas concentraciones de polos los cuales indican dos familias principales de fallas. En este diagrama se puede plantear que el sistema de esfuerzos que dio origen a estas fallas inversas tiene una dirección de máximo esfuerzo horizontal compresivo al SW-NE. Lo anterior plantea un sistema de esfuerzos con máxima compresión SW-NE y una máxima extensión SE-NW (Figura 12b).



Figura 10: Falla inversa en la Sección Escorial que afecta a las Facies A-D

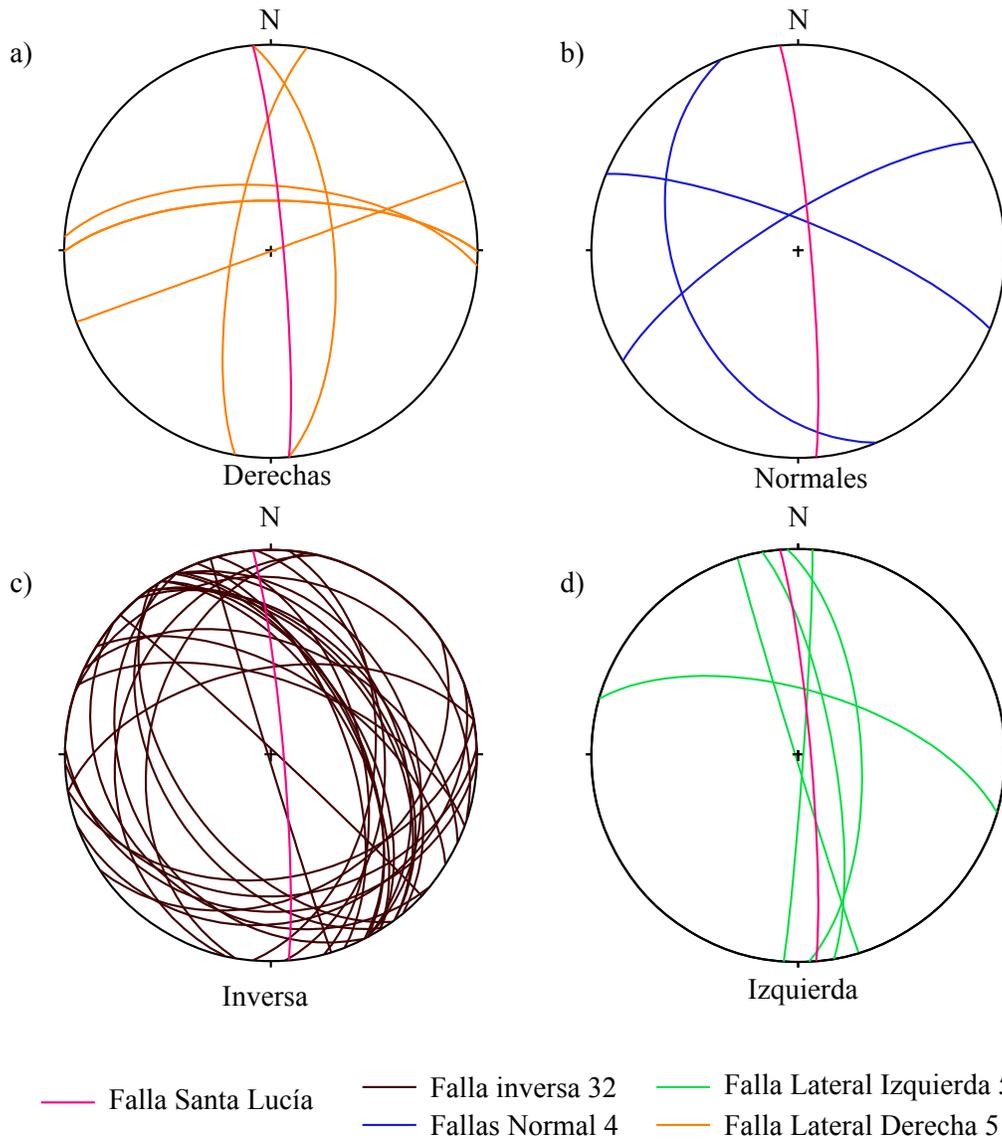


Figura 11: Diagramas estereográficos en la proyección de Schmidt hemisferio inferior. Datos medidos en la Sección Escorial, a) Falla con desplazamiento lateral derecho, b) fallas de tipo normal, c) fallas inversas, d) fallas con desplazamiento lateral izquierdo.

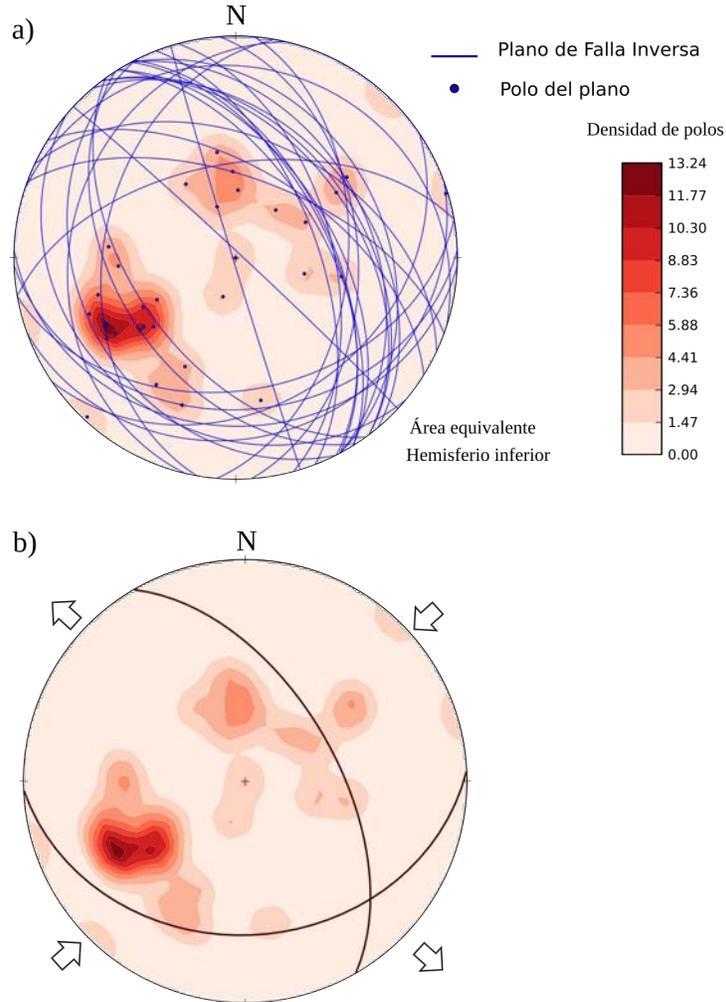


Figura 12: Análisis de concentración de polos para determinar familias principales de las fallas inversas, a) se muestran todas las fallas inversas, b) solo se muestran las familias principales

En el diagrama de la figura 13a, se muestran las familias principales de las fallas inversas, junto con otras fallas normales y laterales que muestran ser compatibles con el sistema de esfuerzos con compresión al SW-NE y extensión SE-NW. Sin embargo un grupo de fallas muestran indicadores cinemáticos contrarios a la cinemática de falla inversa, (Figura 13b), para estas fallas se reconoce un sistema de esfuerzos con una compresión en dirección SE-NW y una extensión al SW-NE.

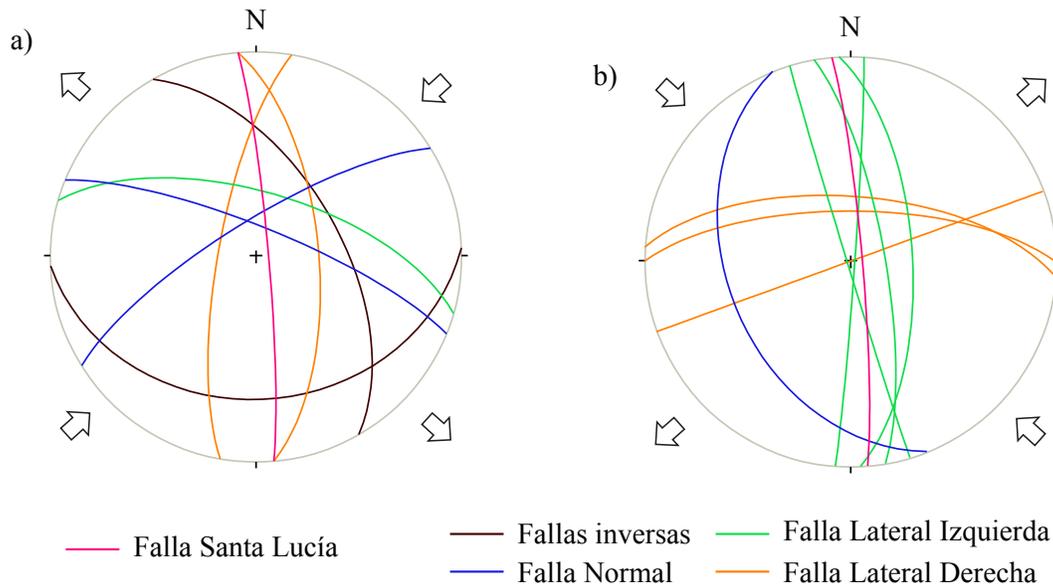


Figura 13: Análisis de compatibilidad de esfuerzos, las fallas mostradas en el diagrama a) son compatibles con una compresión SW-NE, mientras que las fallas del diagrama b) tienen compresión al SE-NW. Se grafica la Falla Santa Lucía como referencia.

4.2 Edad de la deformación

La edad de la deformación que dio origen a las fallas inversas se infiere que es cercana a la edad de la Formación Llano de Lobos. La edad obtenida por Ferrusquía-Villafranca (1970) para esta formación es de 26.2 ± 0.5 Ma, esta edad fue obtenida de biotitas mediante un análisis K/Ar, sin embargo, dicha edad es inconsistente con la relación estratigráfica entre la formación Llano de Lobos y las rocas sobreyacentes pertenecientes a la Andesita Yucudaac (Ferrusquía-Villafranca, 1970), ya que esta última presenta edades de 28.9 ± 0.6 Ma (Mitre-Salazar, 1973; Martiny et al., 2000). Martiny et al. (2000) obtuvieron, mediante el método de K/Ar, edades de 31.4 ± 0.8 Ma para una toba silícica al norte de Huajapan, aparentemente equivalente a la Toba Llano de Lobos (Cerca et al., 2007), pero la concentración de K en la biotita analizada presentaba una anomalía negativa (Martiny et al., 2000), por lo que la edad de esta toba podría ser menor. Una edad de 30.0 ± 0.8 Ma fue reportada por Cerca et al. (2007) para una serie de tobas en el área de Huajapan-Tamazulapam correspondientes a la Toba Llano de Lobos. Las edades obtenidas por Martiny et al. (2000) y Cerca

et al. (2007) son coherentes con la relación estratigráfica de Llano de Lobos y la Andesita Yucudaac, por lo que la edad de la formación debe ser cercana a 30 Ma. Cerca et al. (2007) infieren una pérdida de argón en la muestra fechada por Ferrusquía-Villafranca (1970), por lo que la edad obtenida en su muestra es menor a la real.

Para determinar la edad de la deformación se obtuvieron circones de una muestra de tobas (ESC-01) de la Sección Escorial. En la columna estratigráfica como en la sección se marca el nivel donde fue obtenida dicha muestra. Los circones magmáticos obtenidos de la muestra ESC-01 se fecharon mediante U/Pb por el método de ablación láser y espectrometría de masas en el Laboratorio universitario de estudios isotópicos, la edad obtenida fue de 29 Ma. Esta edad de 29 Ma. es congruente con las edades obtenidas por Martiny et al. (2000) y Cerca et al. (2007). De tal forma se propone que la deformación de la Formación Llano de Lobos ocurre hace aproximadamente 29 Ma.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Dada la similitud litológica descrita por Ferrusquía-Villafranca (1970) y Mitre-Salazar (1973) y la cercanía del área de Tepelmeme, con la descrita en la columna del afloramiento Escorial, se puede reconocer que estas rocas pertenecen a la Formación Llano de Lobos.

La Sección Escorial presenta un conjunto de fallas inversas con un arreglo conjugado, las cuales no son de carácter gravitacional, por lo que estas estructuras tienen su origen en esfuerzos tectónicos compresivos. Los diagramas estereográficos de las fallas medidas sobre la Sección Escorial permiten reconocer un acortamiento al NE-SW, y una extensión SE-NW, algunas fallas muestran indicadores cinemáticos aparentemente contradictorios, sin embargo las relaciones estructurales corresponden con fallas inversas. Las fallas inversas se presentan en mayor cantidad y con una expresión directa en los afloramientos. Las fallas con indicadores contradictorios, muestran la misma orientación que las fallas compatibles con las fallas inversas, lo cual puede deberse a un cambio en el régimen de esfuerzos, esto pudo ocasionar que una falla que actuó en una dirección cambie su sentido de desplazamiento.

Una vez reconocidos los sistemas de esfuerzos principales, se buscó en el mapa un rasgo estructural que pudo haber originado dichos esfuerzos sobre la Formación Llano de Lobos. En el mapa se observa que la Falla Santa Lucía es la estructura mayor más cercana al afloramiento, por lo que el origen de la deformación se debe a una reactivación de La Falla Santa Lucía. El sugerir una reactivación de una falla mayor no es nada nuevo, Santamaría-Díaz et al. (2008) reconocieron una reactivación cenozoica para la Falla Caltepec, la cual fue corroborada en rocas sedimentarias del área de Tamazulapam.

Pensando en una reactivación de la Falla Santa Lucía, se tendría una compatibilidad cinemática con las fallas medidas en la Sección Escorial. De acuerdo con las fallas inversas de la Sección Escorial, el desplazamiento de la Falla Santa Lucía debe mostrar una extensión hacia el NW-SE; por lo que la

Falla Santa Lucía se reactivó como una falla lateral derecha (Figura 10).

La edad de la Formación Llano de Lobos, es de 29 Ma. por lo que la deformación que presenta no puede ser menor a esta edad; la edad de la reactivación debe ser cercana a los 29 Ma. Esta edad fue obtenida en este trabajo de la muestra ESC-01 tomada en la Sección Escorial, misma sección donde se observa la deformación asociada.

La reactivación de la Falla Santa Lucía durante el Oligoceno-Temprano debe estar asociada a la actividad tectónica en el sur de México durante el Cenozoico. Se han propuesto diversos eventos tectónicos en el sur de México para este tiempo, siendo los más importantes la orogenia Laramide y el desplazamiento del bloque de Chortís, siendo este último el posible causante de la reactivación de la Falla Santa Lucía.

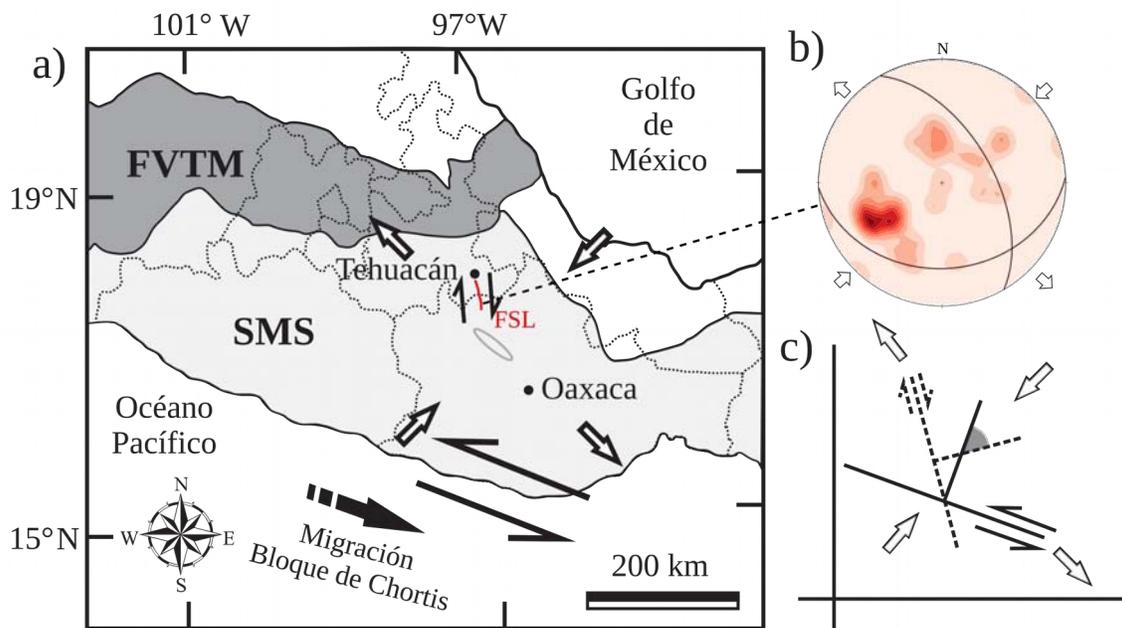


Figura 14: En la figura se muestra (a) el sentido del desplazamiento del bloque de Chortís en el Eoceno-Oligoceno, el sentido de los esfuerzos compresivos en dirección NE-SW y el desplazamiento lateral derecho de la Falla Santa Lucía. (b) El diagrama estereográfico muestra las fallas inversas de la Sección Escorial y el sentido de la compresión NE-SW. (c) Se muestra la compatibilidad cinemática entre el desplazamiento lateral derecho de la Falla Santa Lucía con el desplazamiento del bloque de Chortís. Modificada de Dávalos et al., 2007.

El desplazamiento de tipo lateral derecho de la Falla Santa Lucía es compatible cinemáticamente y

temporalmente al desplazamiento de tipo lateral izquierdo de la Falla Chacalapa (Tolson, 2005). El desplazamiento de la Falla Chacalapa como la exhumación del Complejo Xolapa ha sido asociado al desplazamiento del Bloque de Chortís (Solari et al., 2007). La migración del Bloque de Chortís durante el Eoceno-Oligoceno, generó un acortamiento horizontal con orientación NE-SW (Nieto-Samaniego et al., 2006), este acortamiento genera fallas de desplazamiento lateral como en la falla de Oaxaca (Davalos et al., 2007), este acortamiento está registrado en las fallas inversas de la Sección Escorial y el desplazamiento lateral derecho de la Falla Santa Lucía (Figura 14).

Finalmente la reactivación de la Falla Santa Lucía deformó las tobas de la Formación Llano de Lobos que descansa sobre su traza. La falla lateral no corta la cobertura cenozoica pero la deformación se registra como fallas inversas asociadas al acortamiento generado en la sucesión que cubre la traza durante el desplazamiento de la falla, tal y como se esquematiza en la figura 15.

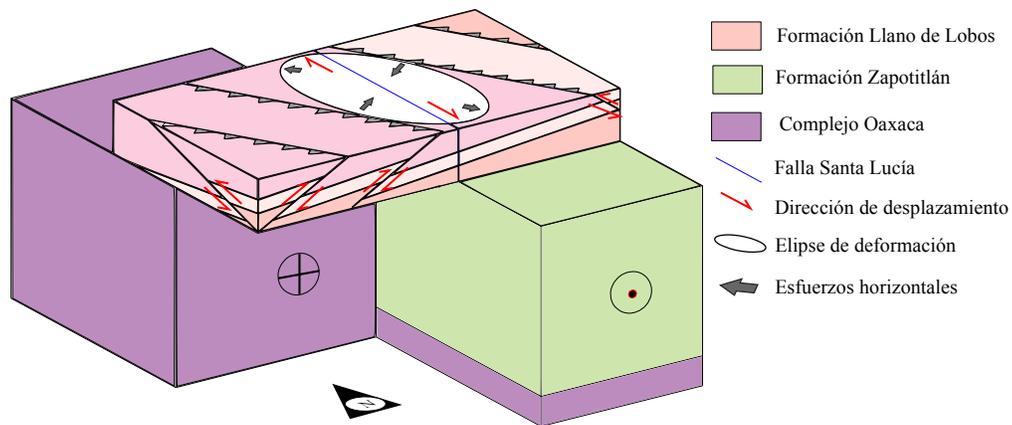


Figura 15: Modelo Conceptual que ejemplifica el arreglo de las fallas inversas observadas en la Sección Escorial como respuesta a la reactivación de la Falla Santa Lucía como falla lateral derecha hacia el Oligoceno Temprano.

6. RECOMENDACIONES

Para complementar este trabajo se deben analizar más afloramientos sobre la traza de la Falla Santa Lucía con el fin de reconocer la misma deformación presente en el afloramiento Escorial.

La reactivación de la Falla Santa Lucía debe afectar a las rocas de la Formación Tepelmeme, por lo que se debe buscar si las fallas inversas cortan a las rocas de la Formación Tepelmeme.

Es importante considerar la forma del depósito de los flujos piroclásticos de la Formación Llano de Lobos y caracterizar con más detalle esta formación para definir si se trata de una Toba o una Ignimbrita.

BIBLIOGRAFÍA

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto Samaniego, Á.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1994, Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 147-156.

Campos-Enríquez, J.O., Alatorre-Zamora, M.A., Keppie, J.D., Belmonte-Jiménez, S.I., 2014, Interpretation of gravity profiles across the northern Oaxaca terrane, its boundaries and the Tehuacán Valley, southern Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 396-408.

Centeno García, E., 1988, Evolución estructural de la Falla de Oaxaca durante el Cenozoico, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 156 p. inedita.

Centeno García, E., Mendoza Rosales, C. C., Silva Romo, G., 2009, Sedimentología de la Formación Matzitz (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 18-36.

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction, *Tectonics*, 26, TC3007, doi:10.1029/2006TC001981.

Dávalos-Alvarez, O.G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 111 pp, inedita.

Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ramírez-arriaga, E. M. E., 2007, Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 197–215.

De la Rosa Mora, O., 2011, Mapa Geologico Cuadrangulo de Emdor, Ejercicio de Clase, Taller de Cartografía UNAM, Inedito.

Eliás-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications, *Tectonics*, 21(3), 4–19.

Eliás-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Irondo, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México, *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México*, 42, 83-109.

Ferrusquía-Villafranca, I., 1970, Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, *en Excursión geológica México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana*, 97-119.

Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Solari, L.A., 2012, U-Pb geochronological constrains on the Triassic-Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A, *Gondwana Research*, 22, 910-927.

Juárez-Arriaga, E., López-Palomino, I., Zamudio-Ángeles, J.D., 2007, Caliza Cipiapa, *Léxico Estratigráfico de México*, Servicio Geológico Mexicano. 3 p.

Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutierrez, F, Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneus suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Res*, 120, 365-389.

Landing, E., Westrop, S.R., Keppie, J.D., 2007, Terminal Cambrian and lowest Ordovician succession of Mexican west Gondwana: biotas and sequence stratigraphy of the Tiñu formation. *Geol. Mag.* 144 (6), 909-936.

Martinez-Amador, H, Zárate-Barradas , R, Loaeza-García, J.P., Cardoso Vázquez, E.A., 2001, Carta

Geologica Minera, Orizaba, Escala 1:250,000, Servicio Geológico Mexicano, Orizaba, E-14-6.

Martiny-Kramer, B.M., 2008, Estratigrafía y Geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis Doctoral, 160 p. inédita.

Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., Ayuso, R. A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico, *Tectonophysics*, 318, 71 – 98.

Mendoza-Rosales, C. C., 2010, Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis Doctoral, 160 pp. Inédita.

Mitre-Salazar, L. M., 1973, Geología del área de Tepelmeme de Morelos, Oaxaca, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 90 pp.

Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B, Dostal, J., 2006, Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea, *Geology*, 34, 857-860.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Silva Romo, G., Eguiza Castro, M.H., Mendoza Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures, *Geological Society of America Bulletin*,

Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca, *Revista del Instituto de Geología*, 2, 112–131.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofísica Internacional*, 20, 177-202.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology*, 23, 1127-1130.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections, *Geology*, 27, 719-722.

Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 2008, Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 494-516.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 143 pp.

Silva-Romo, G., 2010, Origen tectónico y evolución de la cuenca Tehuiztzingo-Tepexi estado de Puebla, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis Doctoral, 160 pp. Inédita.

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos Madrigal, E., 2010, Elementos de Cartografía Geológica. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 2010, 292p.

Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., 2007, Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1265-1279.

Tolson, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la sociedad geológica mexicana, volumen conmemorativo del centenario*, LVII, 1, 111-122.