



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

“ACTUALIZACIÓN DEL MAPA GEOLÓGICO DE TUXTLA GUTIÉRREZ,
CHIAPAS”

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:
DANIEL RUÍZ ARRIAGA

TUTOR:
M. C. JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO
INSTITUTO DE INGENIERÍA, U.N.A.M.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: M.C. EMILIANO CAMPOS MADRIGAL

Vocal: M. C. JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO

Secretario: DR. GILBERTO SILVA ROMO

1 er. Suplente: ING. JORGE NIETO OBREGÓN

2 do. Suplente: ING. JOSÉ LUIS ARCOS HERNÁNDEZ

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM.

TUTOR DE TESIS:

JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO

FIRMA

Agradecimientos

A mis padres María Arriaga Meza y Rodolfo Ruíz Ramírez, por su incondicional apoyo y cariño, porque sin ellos nada de esto hubiera sido posible.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y la Facultad de Ingeniería, por todo el conocimiento, valores, oportunidades y experiencias que me otorgaron.

Al Instituto de Ingeniería, por darme la oportunidad de ser parte de sus programas de estudio.

A la empresa Geortec. S.A. de C.V., por el tiempo y recursos suministrados para la realización de la campaña de campo en Chiapas así como por la información concedida.

A mi tutor Javier Francisco Lermo Samaniego, por su amistad, paciencia y el apoyo que me dio durante la realización de mi tesis, además de las experiencias que me enseñaron a trabajar en equipo con otras disciplinas.

A mi tan querida Diana Carolina, por sus chinitos, las bromas y el amor que me acompañaron a lo largo de mi carrera.

A mis cuates los geólogos: Marybeth “El hobbit” Garrido, la chica más fuerte, lista y apuesta que he conocido; Carlos Roberto “El Charly”, el joven de Oaxaca con el que compartí grandes experiencias, viajes y conocimientos; Alberto “El Garfias”, el gran geólogo preocupado por los problemas de su país; Uriel “El Milkis”, el excelente ingeniero geólogo con antecedentes geofísicos; Fernando “El mono”, el ingeniero con el que compartí viajes de terror y cuya valentía me motivó a seguir; Ángel Daniel “El Wero”, el tocayo de las grandes emociones. Gracias por compartir esta etapa de la vida conmigo.

A mis sinodales, Dr. Silva, M.C. Campos, Ing. Nieto, e Ing. Arcos por el gran apoyo y tiempo que me brindaron durante la realización de mi tesis gran además de los sabios consejos que me otorgaron para corregir las burradas que decía.

Índice

Resumen.	1
Introducción.	2
- Antecedentes.	2
- Objetivos.	4
- Ubicación.	5
- Limitantes del estudio.	7
- Metodología.	8
• Gabinete.	8
• Fotogeología.	9
Capítulo 1: Geología Regional	10
1.1 División morfológica de Chiapas.	10
1.2 Hidrografía regional.	15
1.3 Columna estratigráfica regional.	17
1.4 Tectónica regional.	20
1.4.1. Terrenos tectonoestratigráficos.	20
1.4.2. Fases tectónicas superpuestas.	22
1.5 Vulcanismo.	25
1.6 Sismología	27
Capítulo 2: Geología de Tuxtla Gutiérrez.	30
2.1 Morfología.	30
2.2 Hidrografía.	32
2.3 Estratigrafía.	34
2.4 Estructuras mayores.	37
2.4.1. Derrubios.	41
Capítulo 3: Trabajo de Campo.	43
Capítulo 4: Geofísica.	50
4.1 Mapa de microzonificación de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez.	51
4.2 Sondeos geotécnicos.	53
4.3 Modelos sísmicos.	55

Capítulo 5: Mapa geológico de Tuxtla Gutiérrez.	57
5.1 Resumen	58
5.2 Secciones geológicas.	60
Capítulo 6: Discusión y Conclusiones.	62
Referencias.	65

Resumen

En este trabajo se presenta una carta geológica del municipio de Tuxtla Gutiérrez escala 1:50,000 actualizada, con la finalidad de proporcionar un elemento de referencia para la planificación y asistencia al municipio en proyectos de microzonificación urbana.

El estado de Chiapas cuenta conocimiento geológico limitado, aportado por algunas instituciones y dependencias, pero no se cuenta con cartografía detallada del municipio de Tuxtla Gutiérrez; esta falta de información favorece al aumento de riesgos durante y después de la urbanización del municipio. Para prevenir riesgos a la población, se elaboró un mapa con el análisis de un Modelo Digital de Elevación usando un software de Sistema de Información Geográfica, una fotointerpretación de imágenes satelitales, una interpretación y asimilación de registros sísmicos y geotécnicos, además de una campaña de verificación y trabajo de detalle en campo.

La morfología del municipio de Tuxtla Gutiérrez consiste principalmente en una gran depresión rellena por lutitas de la Formación Méndez y depósitos recientes originados por la erosión de las calizas de la Formación Ocozocuatla, la formación Juan Crispín, el Grupo Sierra Madre así como de la formación Copoya; donde las calizas de la formación Copoya se erosionan y desestabilizan provocando flujos de detritos que reptan pendiente abajo ocasionando desgastes en las edificaciones y vías de acceso. También, se encuentran una serie de fallas dextrales, algunas fallas sinistralas y varias fracturas en todo el municipio que se adaptan bastante al modelo de los Planos Riedel los cuales se presentan generalmente en capas de roca dúctiles que sobreyacen a rocas más resistentes, en este caso las lutitas de la Formación Méndez sobre las calizas del Mesozoico; favoreciendo así la acción de los agentes erosivos y la desestabilización de los paquetes de rocas.

El mapa presenta varias diferencias y similitudes con los trabajos cartográficos previos como el parecido en las geoformas y estructuras geológicas mayores, así como la ausencia del fracturamiento Reidel y la delimitación de los derrubios ubicados en las laderas de la meseta del Copoya. A partir de los resultados obtenidos, se recomienda regular la urbanización en las zonas que abarcan los derrubios principalmente en las laderas más inclinadas de la meseta del Copoya; además de planificar el desarrollo de la ciudad de tal manera que crezca hacia el sur y suroeste de Terán, apoyándose siempre en un mapa de microzonificación.

Introducción

Antecedentes

La cartografía se ha mantenido, desde el desarrollo inicial de las Ciencias de la Tierra, como una herramienta básica en la investigación y en la exploración geológica. Su contribución radica en representar de manera gráfica la distribución espacial y las relaciones temporales de los cuerpos de roca y estructuras geológicas. Basándose en estas representaciones, se pueden afrontar muchos problemas en las diferentes áreas del desarrollo urbano.

Con las nuevas tecnologías de la información, se ha revolucionado significativamente el uso de la cartografía geológica. El volumen de información, la rapidez y la precisión con la que se pueden procesar datos en un sistema de información geográfica, permite analizar las interrelaciones entre diferentes unidades y eventos de manera eficaz.

En el estado de Chiapas no se cuenta con el suficiente conocimiento geológico y, por lo tanto, no se conoce bien la presencia y distribución de sus recursos minerales con valor económico. A pesar del poco conocimiento del estado de Chiapas, se han desarrollado importantes contribuciones en las diversas áreas del conocimiento geológico a través de los años

Como es el caso de otras entidades del país, las instituciones que mayormente han colaborado y aportado ideas y conocimiento geológico han sido:

- El Instituto de Geología de la U.N.A.M.
- El Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.)
- EL Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P.)
- El Instituto Politécnico Nacional (I.P.N.)
- Comisión Federal De Electricidad (C.F.E.)
- Petróleos Mexicanos (P.E.M.E.X.)

Entre los trabajos más destacados desarrollados en la entidad pueden citarse las aportaciones de principios de siglo pasado (Böse, 1905), así como trabajos posteriores como la geología de Chiapas (Mülleried, 1957) y trabajos geológicos aún más recientes enmarcados dentro de la teoría de la tectónica de placas (Castro-Mora, 1999).

Con respecto a trabajos geomorfológicos y fisiográficos, es conveniente resaltar las contribuciones de Lugo-Hubp (1990). Con relación a estudios sobre la evolución tectónica del territorio chiapaneco es importante mencionar es trabajo de Carfantan (1976).

Asimismo, la exploración petrolera ha dado lugar a innumerables trabajos de tipo estratigráfico y estructural, tanto por parte de PEMEX, como de otras instituciones nacionales y extranjeras.

Cabe resaltar, que se cuenta con cartas y mapas del estado de Chiapas enfocadas a muchos temas como geología, hidrografía, prospección minera, etc. Para el trabajo se utilizaron las siguientes cartas como fundamento en la actualización:

- Carta Topográfica Chicoasén E15C59, Chiapas, escala 1:50,000 del I.N.E.G.I. (I.N.E.G.I., 2006).
- Carta Topográfica Tuxtla Gutiérrez E15C69, Chiapas, escala 1:50,000 del I.N.E.G.I. (I.N.E.G.I., 2006).
- Carta Geológica Tuxtla Gutiérrez E15-11, Chiapas, escala 1:250,000 del I.N.E.G.I. (I.N.E.G.I., 1985).
- Carta Geológica del Estado de Chiapas, escala 1:50,000 del Instituto de Geología de la U.N.A.M. (López-Ramos, 1980).
- Mapa Geológico Simplificado y Depósitos Minerales de Chiapas, escala 1:50,000 del Consejo de Recursos Minerales (Castro-Mora, 1999).
- Carta Geológico-Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11, Chiapas y Oaxaca, escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (Martínez-Amador, 2005).
- Mapa Geológico de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, escala 1:50,000 (Ordoñez-Alfaro, 2013).

Ordoñez-Alfaro, J.A. (2013) diseñó un mapa geológico escala 1:50,000 del municipio de Tuxtla Gutiérrez con el fin de corroborar y compilar datos geológicos con información obtenida a través de estudios sísmicos. Este mapa es una de las fuentes más significativas debido a su detalle y a la fecha en la que fue realizado.

Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es de revisar y mejorar la precisión y detalle de la cartografía geológica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez (Ordoñez-Alfaro, 2013) mediante la elaboración de una carta geológica escala 1:50,000 del municipio de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Esto con el fin de generar un documento de referencia para la planificación y asistencia al municipio en proyectos de microzonificación urbana.

La realización de esta carta geológica se basó en las siguientes etapas:

- Actualización de los límites de las unidades litológicas expuestas dentro del municipio con base en software de Sistema de Información Geográfica.
- Identificación y representación de las estructuras geológicas importantes ubicadas en el municipio en atención a su origen y cinemática
- Construcción de secciones geológicas que atraviesen el municipio para ilustrar el comportamiento de las unidades y estructuras reconocidas en el municipio.
- Justificar las modificaciones a la cartografía previa.

Durante el desarrollo de las etapas se efectuaron las siguientes actividades:

- Interpretación de imágenes esteroescópicas de la zona de estudio con la finalidad de reconocer la conformación geomorfológica, delimitar las unidades litológicas y elementos estructurales con mayor detalle.
- Análisis de un Modelo Digital de Elevación delimitado para estudiar las diferentes geoformas que se puedan observar junto con los cambios de la pendiente para definir contactos litológicos y estructuras geológicas.
- Análisis de los estudios geofísicos y geotécnicos realizados en la zona.
- Campaña de verificación en campo para rectificar las interpretaciones y llevar a cabo trabajo de detalle.

Ubicación

La zona de estudio está comprendida en las cartas topográficas Chicoasén E15C59 y Tuxtla Gutiérrez E15C69, escala 1:50000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (I.N.E.G.I). Esta zona está delimitada por las coordenadas 93°20' E, 17°00' N en la esquina noroeste; 93°00' E, 17°00' N en la esquina noreste; 93°00' E, 16°30' N en la esquina sureste; y 93°20' E, 16°30' N en la esquina suroeste (Fig. A.). Para fines del proyecto se utilizarán la proyección UTM y el datum WGS84.

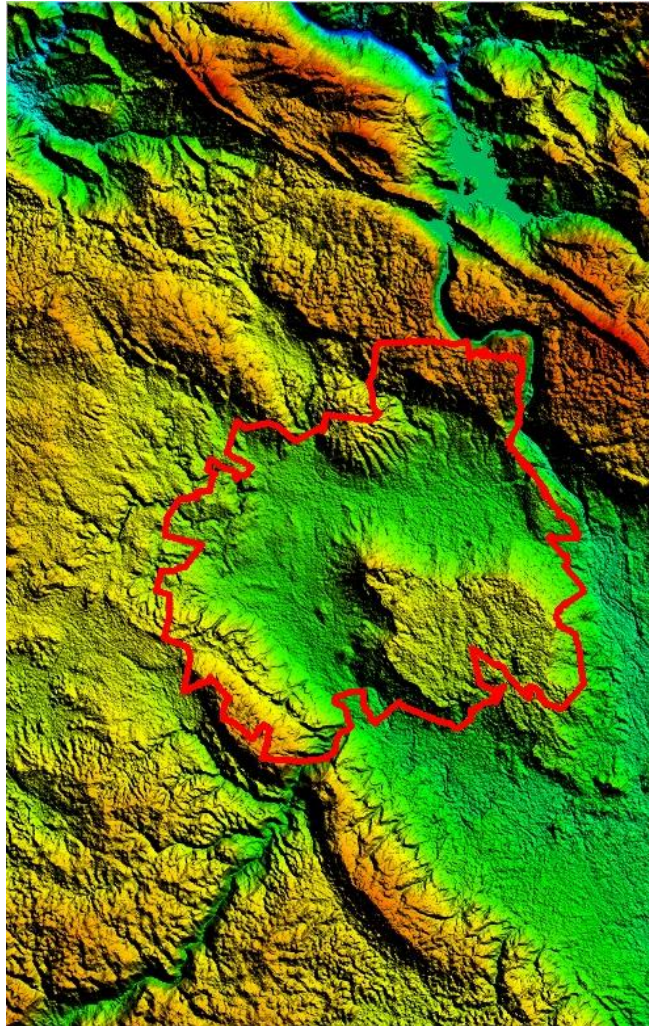


Fig. A. Límite municipal (rojo) en Modelo Digital de Elevación equivalente de las cartas topográficas estudiadas. Fuente: Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS), N.A.S.A.

El área de estudio corresponde con la propia del municipio de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas; de acuerdo a las delimitaciones municipales del I.N.E.G.I. (Fig. B.), el perímetro el perímetro municipal resulta con una longitud de 118 km y un área de estudio de 412 km².

Dado el formato de las cartas topográficas impresas que se manejaron, el área de estudio incluye parte de los municipios de Suchiapa, Chiapa de Corzo, Ocozocoautla de Espinoza, Berriozábal, San Fernando, Chicoasén, Usumacinta, Soyaló, y una pequeña parte del municipio de Bochil.

El municipio de Tuxtla Gutiérrez se ubica en la región económica I Metropolitana, limita al norte con los Municipios de San Fernando y Osumacinta, al este con Chiapa de Corzo, al sur con Suchiapa y al oeste con Ocozocoautla de Espinosa y Berriozábal.

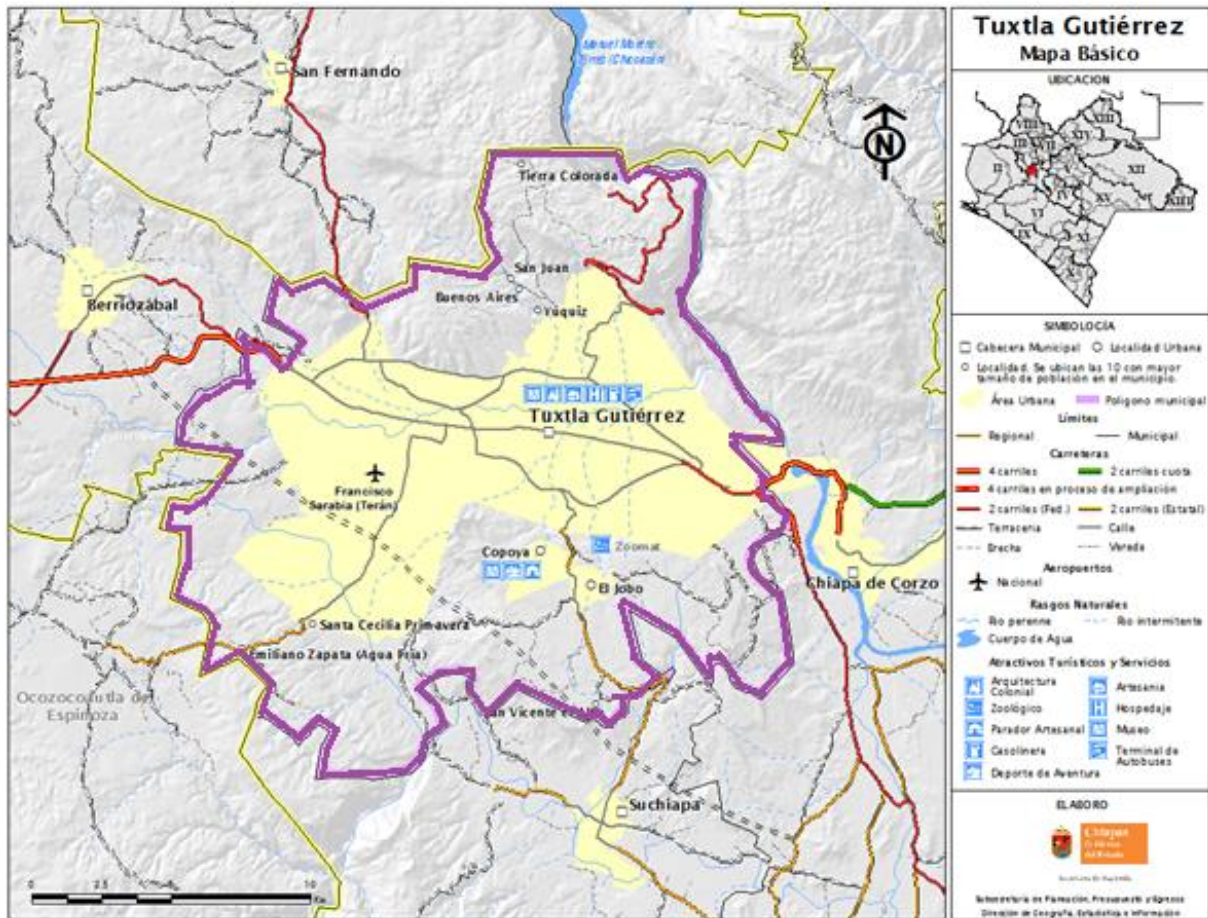


Fig. B. Límite municipal de Tuxtla Gutiérrez, vías de acceso y localización de poblados cercanos. Fuente: Secretaría de Hacienda, Chiapas.

Limitantes del estudio

La carta generada es de tipo geológico-estructural que muestra las principales formaciones litoestratigráficas y estructuras geológicas importantes expuestas en el municipio de Tuxtla Gutiérrez.

En este trabajo se muestra una recopilación y actualización de la geología del municipio de Tuxtla Gutiérrez basándose en un Modelo Digital de Elevación, imágenes satelitales y cartas geológicas anteriores. Las imágenes estereoscópicas utilizadas fueron obtenidas mediante Google Earth ya que el acervo fotográfico del I.N.E.G.I. no está disponible.

La información obtenida en la campaña de campo fue limitada debido a las condiciones climáticas y a la cubierta vegetal del área, así como a las difíciles vías de acceso y los problemas sociales que del lugar; sin olvidar que gran parte de la zona de estudio está habitada, cercada y/o pavimentada.

Debido a que el nuevo mapa está basado en las cartas topográficas del I.N.E.G.I. la escala es de 1:50,000.

Metodología

Gabinete

El trabajo de gabinete se desarrolló en diferentes etapas:

Se inició con el análisis del relieve mostrado en las cartas topográficas del I.N.E.G.I. y observando la configuración y espaciamiento de curvas de nivel, para así señalar rasgos irregulares y/o abruptos, que indican un cambio en las condiciones del terreno y por lo tanto un cambio ya sea litológico o estructural.

Las características de la orografía e hidrografía de la zona expresan la naturaleza de los elementos geológicos de la región. Puesto que el relieve y el drenaje son dependientes del tipo de litología que está expuesta, de la rapidez de los procesos geológicos y del clima que rige en el lugar; estos tres elementos moldean la configuración del terreno.

En algunos casos, la representación cartográfica no es suficiente, por lo cual se buscó una representación alternativa, utilizando algunas de las características de los mapas y combinándolas con imágenes de la realidad obtenidas por fotografías satelitales.

Además del análisis cartográfico, se generó un Modelo Digital de Elevación, con la escala vertical exagerada para acentuar los rasgos morfológicos y con ello reconocer su morfología.

Fotogeología

Las imágenes satelitales verticales constituyen una representación fiel del área que se quiera estudiar; ya que muestran todos los rasgos del paisaje de acuerdo a una proyección central y son susceptibles de ser observados estereoscópicamente; con lo cual se percibe un modelo tridimensional con la escala vertical ligeramente exagerada. Este análisis de imágenes fue la base para determinar la geología local y estructural.

Con el análisis estereoscópico se estudió el relieve de los alrededores de Tuxtla Gutiérrez, las estructuras geológicas mayores y se delimitaron las diferentes unidades litológicas a partir en su textura y morfología (Fig. C.). Durante el análisis se reconocieron estructuras importantes relativas a la erosión, sobre las cuales está edificada gran parte de la ciudad.

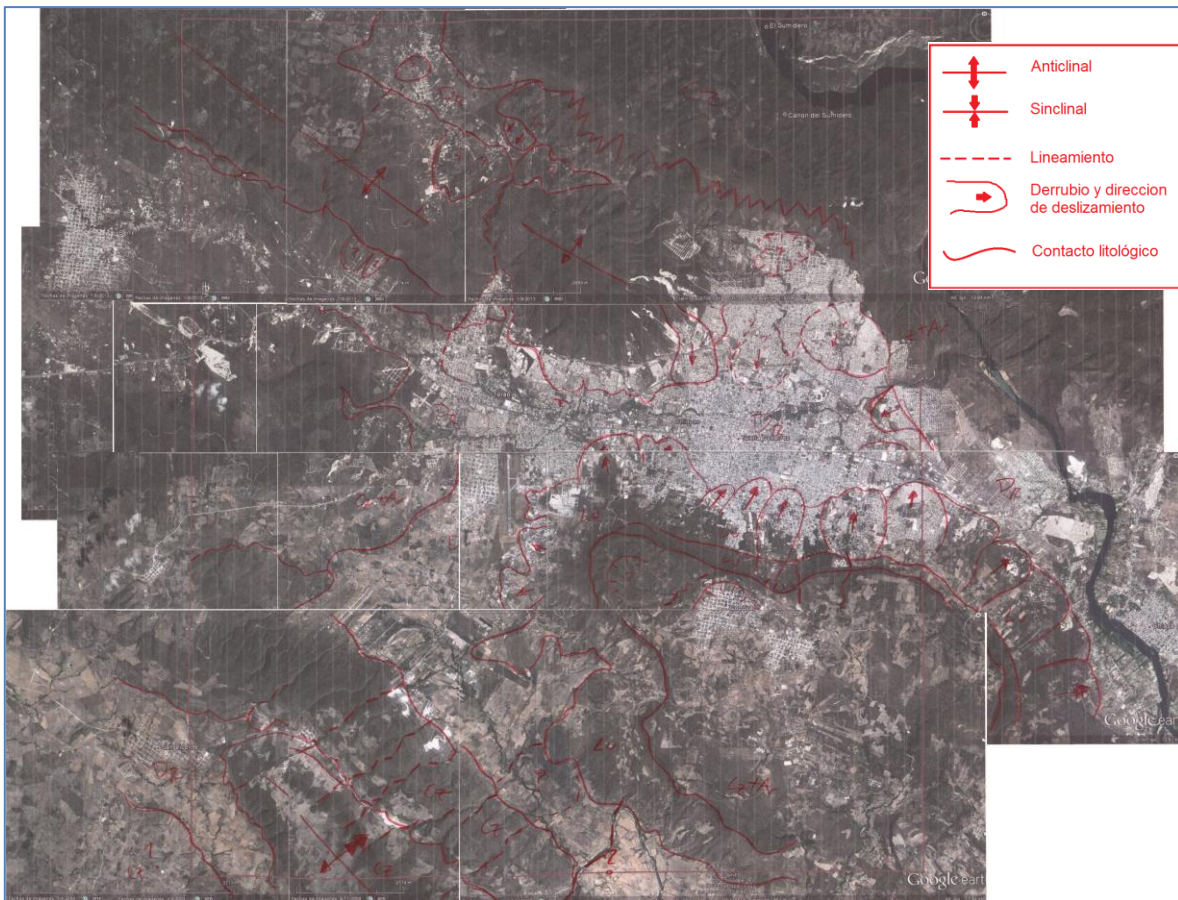


Fig. C. Resultado final del análisis fotográfico. Se muestran los rasgos morfológicos relativos a la erosión de forma muy general en el área urbana.

Capítulo 1: Geología Regional

1.1 División Morfológica de Chiapas

Chiapas es un estado muy complejo en el plano regional y tiene mayor similitud fisiográfica con la parte noroeste de América Central que con la de México y puede considerarse como una continuación de los principales elementos orográficos del istmo centroamericano. Además, es uno de los estados con gran desarrollo de cársticidad debido a su litología y tectónica (Lugo-Hubb, 1990).

La orografía del estado está conformada por sierras y lomeríos que corresponden a la Sierra Madre de Chiapas y las Sierras al norte de la Depresión Central; también se encuentra una gran meseta, La Meseta Central, y valles asociados a la erosión de las sierras (Fig. 1.1.1.). Las llanuras que se encuentran en el estado están ligadas principalmente a planicies costeras o, en el caso de la zona de estudio, a depósitos aluviales. Por otro lado el municipio de Tuxtla Gutiérrez se encuentra ubicado en una llanura rodeada por sierras.

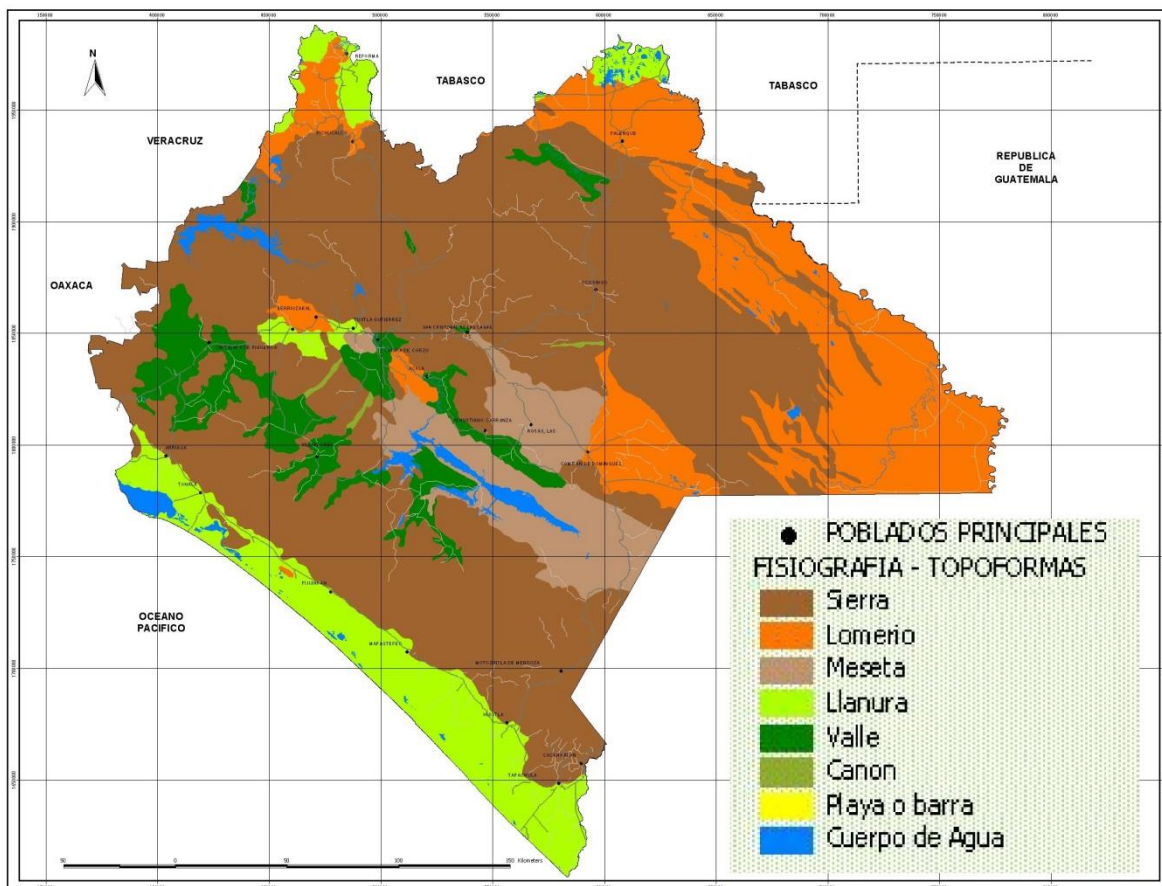


Fig. 1.1. Fisiografía del estado de Chiapas. Fuente: El Colegio en la Frontera Sur, L.A.I.G.E. (2001 a).

De acuerdo a Castro-Mora (1999), en el estado de Chiapas se reconocen las siguientes zonas fisiográficas caracterizadas por su naturaleza morfológica:

Llanura del Golfo

Ésta inicia al norte de las sierras anteriormente mencionadas, y forman una pequeña parte de las anchas llanuras del estado de Tabasco, que están formadas por suelos de gran espesor compuestos por arenas arcillosas; área no. 1 de la Fig. 1.1.2.. Los numerosos ríos que se encuentran en esta zona serpentean por toda la planicie costera, indicio de la senectud del proceso fisiográfico y de la erosión de la zona. Tiene una longitud de 135 km y un ancho de 50 km. La pendiente en esta zona es muy baja con altitudes de 50 m., hacia la colindancia con las Montañas del Norte, y hasta 15 m. hacia el límite estatal de Tabasco.

Montañas del Norte

Esta zona tiene un carácter abrupto debido principalmente a fallas, fracturas y pliegues en las calizas y dolomías. La orientación preferencial es E-W y tiene una longitud de 183 km y un ancho de hasta 84 km. La altitud de las Montañas del Norte en el límite sur es de 1500 m. y de 50 m. al norte. La topografía es de tipo cárstica debido a la alta tasa de precipitaciones; área no. 2 de la Fig. 1.1.2..

Montañas de Oriente

Consiste en una serie de serranías de orientación NW-SE, separadas por valles intercalados que corresponden respectivamente a anticlinales de calizas del Cretácico y sinclinales de terrígenos y calizas arcillosas del Cenozoico. Tiene una longitud de 200 km y un ancho de 25 km al noroeste y 111 km al sureste. La altitud varía entre 300 y 700 m., con una máxima de 1200 m; área no. 3 de la Fig. 1.1.2..

Tierras Bajas Chapoyal (Marqués de Comillas)

Esta zona se extiende desde el límite de las Montañas del Oriente hasta la frontera con la República de Guatemala, área no. 4 de la Fig. 1.1.2.. La topografía es casi plana y de gran extensión con altitudes que varían de 100 a 250 m. Tiene una longitud de 65 km y hasta 60 km de ancho. Aquí se pueden encontrar sedimentos y rocas arcillosas del Cenozoico; y un drenaje de tipo arborescente, típico de rocas suaves e impermeables.

División morfológica del estado de Chiapas

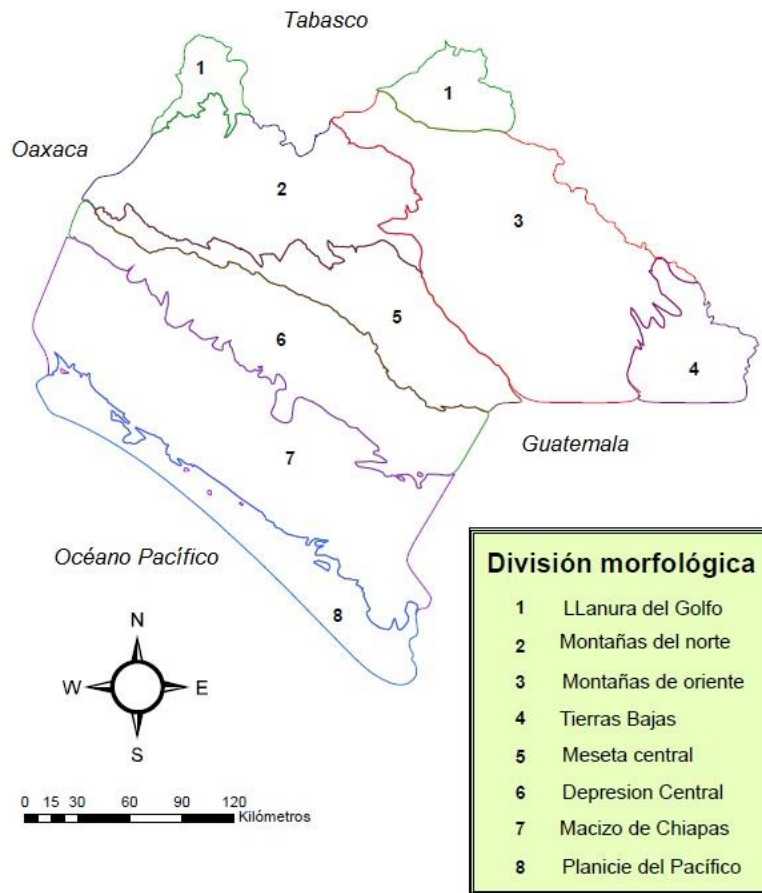


Fig. 1.1.2. División morfológica de estado de Chiapas. Modificado de Castro-Mora (1999).

Meseta Central

Esta zona tiene una longitud de 244 km, se encuentra contigua a la Depresión Central y tiene un ancho máximo de 50 km y 5 km como mínimo; área no. 5 de la Fig. 1.1.2.. Hacia el sureste tiene una altitud de entre 500 y 560 m., y las altitudes máximas de esta zona pertenecen a los volcanes Tzontehuitz con 3050 m., y Huitepec con 2660 m.; los cuales son manifestaciones aisladas andesíticas-basálticas emplazadas en calizas-dolomias cerca de San Cristóbal de las Casas. Esta provincia está constituida principalmente por lutitas, limolitas y areniscas del Cretácico, así como por rocas volcánicas cenozoicas representadas por lavas y tobas de composición andesítico-basáltica.

La Depresión Central

Consiste de una faja de terreno plano con una orientación NW-SE paralela a la de La Sierra Madre de Chiapas y que se define a partir de la frontera de la República de Guatemala para atravesar el estado y terminar en el límite estatal de Oaxaca; área no. 6 de la Fig. 1.1.2.. Tienen una longitud de 255 km, 48 km de ancho al sureste y 16 km de ancho al noroeste. Se trata de un sinclinorio donde afloran rocas Cretácicas y Cenozoicas y cuya altitud varía desde 700 hasta 500 m. en Chiapa de Corzo. En esta zona se encuentran suelos delgados compuestos de carbonato de calcio, arcillas y arena.

Macizo de Chiapas

También conocido como la Sierra Madre de Chiapas, se trata de una cadena montañosa paralela al Océano Pacífico que va desde Oaxaca hasta la República de Guatemala; área no. 7 de la Fig. 1.1.2.. Tiene una longitud de 250 km y un ancho que varía de 50 km al noroeste hasta 65 km al sureste. Tiene un origen ígneo/metamórfico con una orientación preferencial NW 60° y una altitud promedio de 3000 m. y hacia el límite con Oaxaca tiene una altitud de 1500 m.; la mayor altitud corresponde al volcán Tacaná con 4060 m. Esta zona constituye el parteaguas de las dos vertientes del estado: Pacífico y Golfo.

La planicie costera del Pacífico

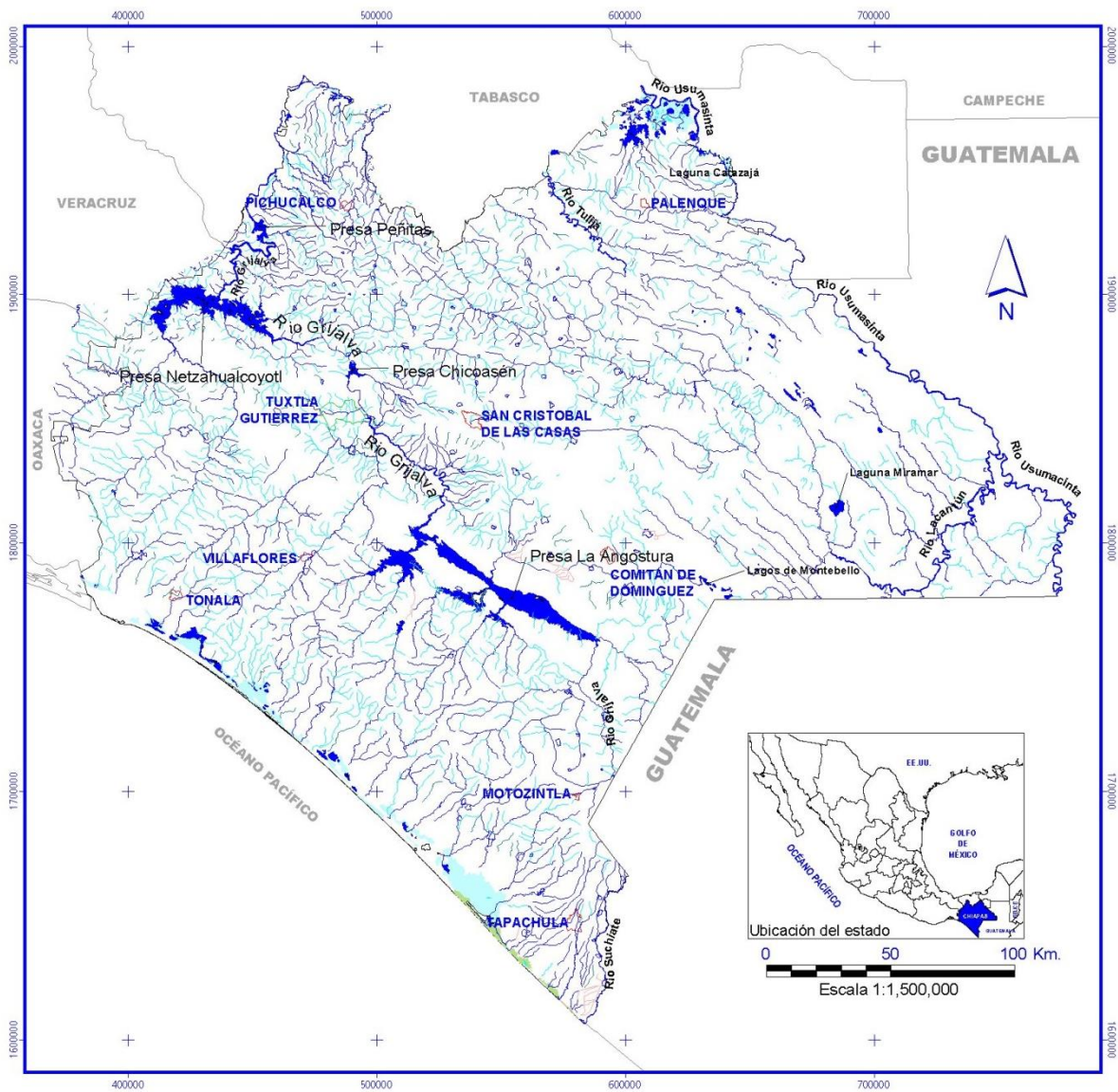
Es una faja de territorio de 10 a 35 km de ancho y más de 280 km de longitud, paralela al Océano Pacífico con una orientación SE-NW con 15 km de ancho al noreste y 35 km al sureste; región no. 8 de la Fig. 1.1.2.. Inicia desde el límite con Oaxaca y termina en la frontera de la República de Guatemala. Está compuesta principalmente por depósitos cuaternarios de origen litoral, eólico y depósitos fluviales provenientes de la Sierra Madre de Chiapas.

1.2 Hidrología.

La red hidrográfica de Chiapas está compuesta por numerosas corrientes fluviales que drenan en las dos grandes vertientes, la del Pacífico y la del Golfo (Fig. 1.2.1.). La vertiente del Pacífico tiene un conjunto de corrientes que se pueden agrupar en tres regiones, la región centro y noroeste que comprende a los ríos Lagartero, Guadalupe, Tiltepec, Zanatenco, Agua Dulce, Amates, San Nicolás, Frío, Cacaluta, Novillero, Vado Ancho, Pijijiapan y Huixtla que se caracteriza por la presencia de saltos y cascadas con cauces de abruptos perfiles. En el lado sureste la vertiente del Pacífico presenta una segunda región con el Río Huehuetán y sus afluentes que nacen en los límites con Guatemala y desemboca en el marisma litoral.

Los ríos Coatán, Cahuacán y Suchiate se encuentran en la tercer región, nacen en las laderas del volcán Tacaná; el Río Coatán se pierde en los pantanos costeros, mientras que el Cahuacán desemboca en la barra Cuyuacán; el Río Suchiate nace en Guatemala pero los últimos 85 km de su recorridos forman la frontera entre Guatemala y México.

La vertiente del Golfo está dividida en dos grandes cuencas hidrológicas, la del Río Grijalva y la del Usumacinta. El Río Grijalva nace en la sierra de Cuchumatanes en Guatemala fluye en dirección NW atraviesa la Depresión Central de Chiapas, recibiendo los aportes de los ríos San Miguel, Salinas, Grande, Santo domingo, Suchiapa y Sabinal en su margen izquierda. Después recibe los aportes del Río La Venta y es contenido por la presa Hidroeléctrica Chicoasen, posteriormente alcanza la Planicie Costera del Golfo y desemboca en el Golfo en el estado de Tabasco. La cuenca del Río Usumacinta representa la corriente con el mayor caudal del país, nace en Guatemala y es la frontera con México



- SIMBOLOGÍA**
- Escurremientos
 - Corriente perenne
 - Corriente perenne tributaria
 - Corriente intermitente
 - Canal
 - Corriente que desaparece
 - Cuerpos de Agua
 - Río o Laguna Perenne
 - Laguna Intermitente
 - Zona Sujeta a Inundación
 - Pantanos
 - Zona Arenosa
 - Isla
 - ZONAS URBANAS
 - Capital del Estado
 - Cabecera Regional
 - Cabecera Municipal

Fig. 1.2.1. Mapa hidrográfico del estado de Chiapas. Fuente: Colegio de la Frontera Sur, L.A.I.G.E. (2001 b).

1.3 Columna estratigráfica regional

El territorio chiapaneco se encuentra en seis provincias geológicas principales (Ortega-Gutiérrez et al, 1992) (Fig. 1.3.1.):

- Cuenca Deltaica de Tabasco: Ocupa principalmente el extremo noroccidental del estado.
- Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas: Constituye la provincia geológica más extendida en la entidad, ocupando prácticamente un 70% de la superficie estatal.
- Batolito de Chiapas: Ocupa una franja de rocas plutónicas alineada en dirección NW-SE, que constituye una cadena montañosa que se levanta de manera paralela a la costa.
- Macizo ígneo del Soconusco: Provincia en la cual se incluye el entorno geológico del volcán Tacaná y rocas asociadas.
- Cuenca de Tehuantepec: En ella se incluyen depósitos recientes localizados en la planicie costera de la entidad.
- La Provincia Cuicateca: Casi exclusiva del estado de Oaxaca, constituida por un cinturón de rocas de afinidad vulcanosedimentaria epimetamórfica, expuesta en la parte occidental del estado.

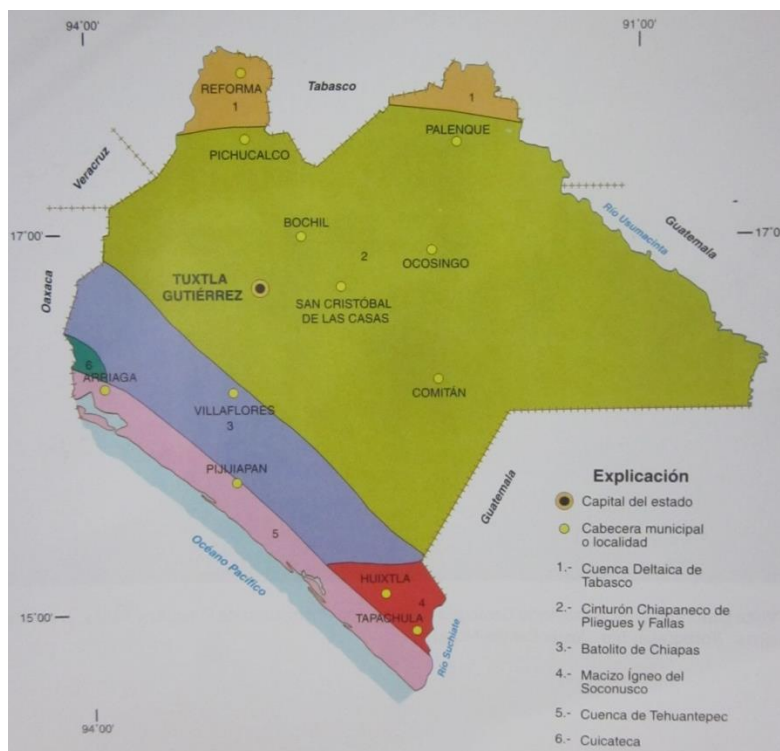


Fig. 1.3.1. Provincias geológicas principales (Ortega-Gutiérrez et al, 1992). Fuente: Monografía Geológico-Minera del estado de Chiapas.

Por su parte, la columna estratigráfica generalizada para el estado de Chiapas se describe a continuación (Castro-Mora, 1999) (Fig. 1.3.2.):

La base de la columna estratigráfica aflorante en territorio chiapaneco es de edad Proterozoica y está compuesta fundamentalmente por granitoides y ortogneises (Weber et al, 2006).

Cubriendo de manera discordante a las rocas basales, las rocas del Paleozoico superior son representadas por la serie detrítica perteneciente a las formaciones *Paso Hondo*, *Vainilla* y *Grupera* (López-Ramos, 1980), también por rocas metamórficas discordantes que incluyen serpentinitas, esquistos, gneises y cuarcitas. Las rocas afloran al SE de Chicomuselo y están afectadas por el Batolito de Chiapas.

Cubriendo de manera aparentemente discordante a la secuencia anterior se encuentra otra de carácter detrítico-calcáreo que va del Triásico-Jurásico al Cretácico Superior, se trata de las formaciones *Todos Santos*, *Mogoñé*, *San Ricardo*, *Chinameca*, *Grupo Sierra Madre*, *Ocozocuaatla*, *Juan Crispín* y *Méndez*. Esta sucesión conforma zonas montañosas muy abruptas de anticlinorios y sinclinorios cuyos ejes están orientados en dirección NW, propia de la provincia geológica de Pliegues y Fallas al centro y norte del estado (Ortega-Gutiérrez et al, 1992).

Sobre la sucesión mesozoica descansa concordantemente un paquete de rocas del Paleoceno al Plioceno (*Formación Tres Puentes*) principalmente en la Depresión Central. Las rocas paleocénicas de la *Formación Soyaló* son de origen marino y constituyen depósitos turbidíticos. Por su parte las rocas eocénicas son de naturaleza mixta y afloran en el sinclinal de Simojovel (*Formación EL Bosque* y *Formación Lomut*) (Mandujano-Velásquez y Vázquez-Meneses, 1996), las cuales presentan capas rojas hacia el límite con el Oligoceno marino, cuyas rocas están representadas por calizas de la *Formación Macuspana* y rocas detríticas de la *Formación La Laja*. Las rocas del Oligoceno de origen continental afloran principalmente hacia el oriente de la entidad y sobre todo en la República de Guatemala.

Finalmente, las rocas del Plioceno-Holoceno están constituidas por depósitos de limos, arenas, arcillas y depósitos piroclásticos derivados de las actividades volcánicas del Chichonal y Tacaná, así como por materiales aluviales y suelos residuales.

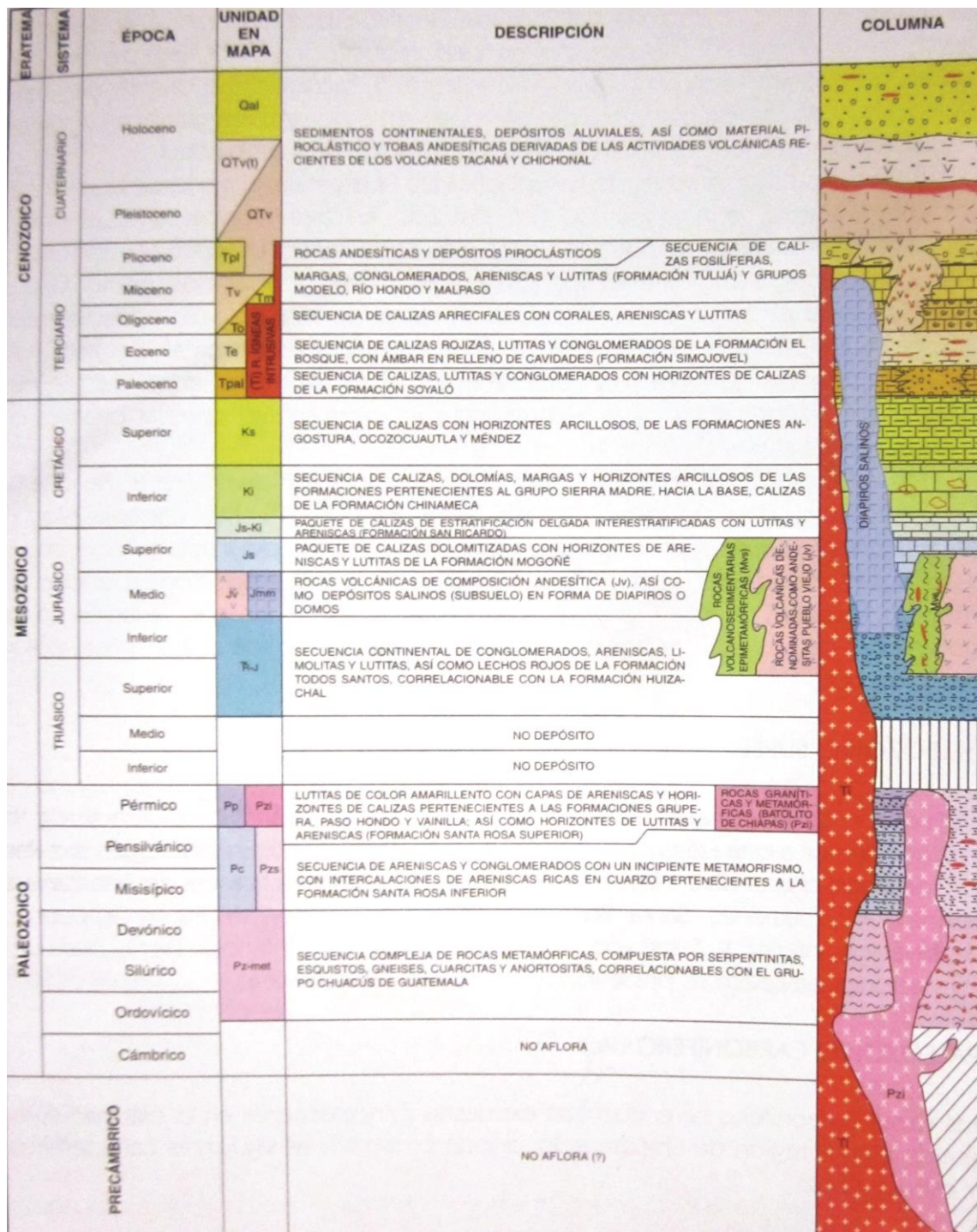


Fig. 1.3.2. Columna estratigráfica generalizada del estado de Chiapas. Fuente: Monografía Geológico-Minera del estado de Chiapas (Castro-Mora, 1999).

1.4 Tectónica Regional

1.4.1 Terrenos tectonoestratigráficos

De acuerdo a la conceptualización de terrenos tectonoestratigráficos y a la evolución tectónica de México (Castro-Mora, 1999), en el estado de Chiapas se tiene la presencia de tres terrenos tectonoestratigráficos (Fig. 1.4.1.):

Terreno Maya: Ocupando un 90% de la superficie del estado, este terreno tiene como rocas de basamento una secuencia de rocas metamórficas del Paleozoico y Precámbrico (?), las cuales han sido interpretadas como parte de la corteza continental de Gondwana formadas durante la disgregación del supercontinente Pangea. Este basamento y las rocas suprayacentes, fueron fuertemente deformados durante el Pérmico, posiblemente durante la orogenia Ouachita.

Terreno Chortís: Este terreno, también conocido como Bloque Chortís y se localiza en el sector meridional del estado, además, estuvo relacionado con terrenos de México durante el Mesozoico y Cenozoico. El Terreno Chortís está conformado por un basamento deformado cuya edad va del Precámbrico (?) al Paleozoico y es cubierto de manera discordante por una gran variedad de rocas mesozoicas y cenozoicas, tanto sedimentarias como ígneas de naturaleza volcánica. Su basamento quizá represente parte de fragmentos exóticos de corteza acrecionados hacia el oeste de Pangea durante el Paleozoico tardío o Mesozoico temprano.

Terreno Cuicateco (Sedlock et al., 1993): También llamado Juárez (Campa-Uranga y Coney, 1983) se ubica en el sureste de México, entre los terrenos Zapoteco y Maya, y está expuesto principalmente en Oaxaca. Es una franja con orientación noroeste-sureste con una longitud mayor a los 230 km y está formada por una secuencia de rocas vulcanosedimentarias con metamorfismo de bajo grado que han sido consideradas hasta ahora como del Jurásico-Cretácico (Castro-Mora, 1999).

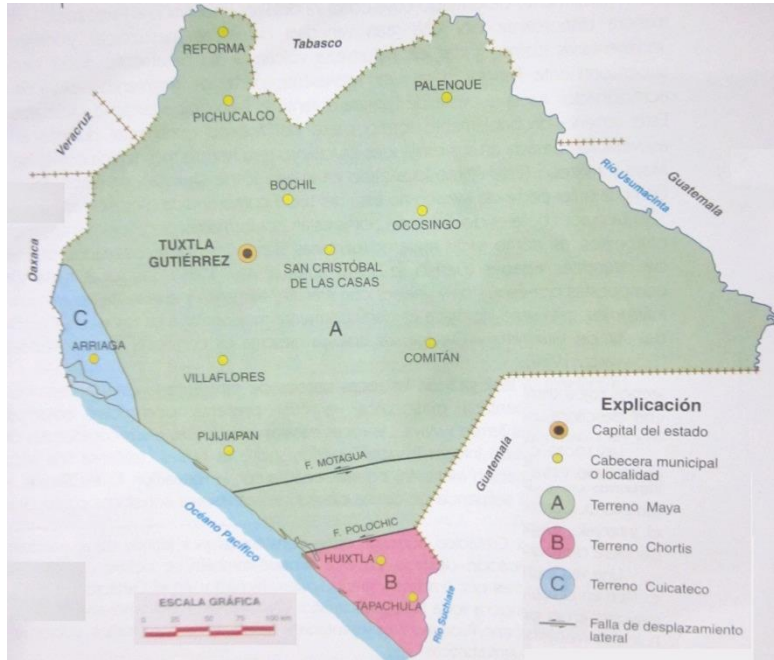


Fig. 1.4.1. Terrenos tectonoestratigráficos expuestos en el estado de Chiapas. Fuente: Monografía Geológico-Minera del estado de Chiapas (Castro-Mora, 1999).

1.4.2 Fases tectónicas superpuestas

La tectónica del estado de Chiapas es bastante compleja, con una posible herencia Grenvilliana, pasando por la Orogenia Panafricana y la Orogenia Ouachita, para continuar hacia la Orogenia Laramide y Chiapaneca, y finalmente ubicarse en los eventos actuales con la placa de Cocos. En este trabajo se hace énfasis a los eventos más recientes de acuerdo a Carfantan (1981):

FASE SUBHERCINIANA

Durante esta fase, las zonas internas fueron comprimidas y plegadas antes de los depósitos de tipo turbidíticos del Campaniano-Maestrichtiano. La dirección general de los pliegues indica que la compresión estaba orientada NE-SW. El metamorfismo que acompaña al plegamiento es débil, permitiendo reconocer fácilmente la naturaleza de la roca. Esta fase tectónica puede situarse a fines del Turoniano, correspondiendo en la escala global a la fase Subherciniana. Los intrusivos meso-cretácicos participaron en la deformación, y pueden ser considerados como sintectónicos.

FASE LARAMIDE

En esta fase, la región fue comprimida de nuevo después del depósito tipo turbidíticos del Cretácico Superior y antes del de las molasas continentales cenozoicas. Esta fase, que no fue acompañada de metamorfismo, dió origen a pliegues oblicuos y cizallamientos que afectan de forma más o menos paralelos a las antiguas zonas paleo-geográficas. Las direcciones de los cizallamientos y ejes de pliegues medidas en los depósitos turbidíticos muestran que la fase Laramídica se desarrolló en dos etapas.

La primera corresponde a una compresión orientada de N-S o NNW-SSE y dio lugar a pliegues inclinados hacia el norte o el nornoroeste; la segunda corresponde a una compresión orientada NE-SW y dio lugar a pliegues inclinados hacia el noreste y a los cizallamientos.

FASE MIOCENICA TARDIA (Fase Chiapaneca)

Una fase de compresión tardía dio origen a pliegues orientados NW-SE de radio de curvatura grande. Esos pliegues, tardíos, probablemente son contemporáneos con la fase mayor de plegamiento de Chiapas, la fase Chiapaneca, de edad miocénica tardía.

FASE MIOCENICA FINAL(?) PLIO- CUATERNARIA

Las fallas verticales principales que se observan en el estado pueden ser agrupadas en dos familias de dirección media de 120° y 75° (Fig. 1.4.2.). La primera es casi paralela a la orientación de la fosa Mesoamericana, y la segunda a la dirección de la costa entre Puerto Ángel y Salina Cruz; estas dos direcciones son sensiblemente paralelas a la dirección del sistema de fallas Polochic-Motagua en el sur de Chiapas (Carfantan, 1976) (Fig. 1.4.2.). Como en el caso del sistema Polochic-Motagua, las fallas de las familias 120° y 75° son de desplazamiento siniestro. Algunas fallas tienen una dirección de 25° , estas pueden ser interpretadas como fallas diestras de segundo orden, resultando del mismo sistema de esfuerzos que las precedentes (compresión principal orientada NE-SW).

Si esas fallas han tenido actividad reciente y si algunas están aún activas, es difícil precisar la época de su formación. Este problema general de la edad del conjunto de las fallas que limitan las placas de Norteamericana y Caribe (Fig. 1.4.2.) y del principio del desplazamiento relativo hacia el este del bloque de Honduras-Nicaragua, ya ha sido discutido (Castro-Mora, 1999), considerándose que estas fallas han tenido actividad probablemente desde el Mioceno y quizás desde el Oligoceno.

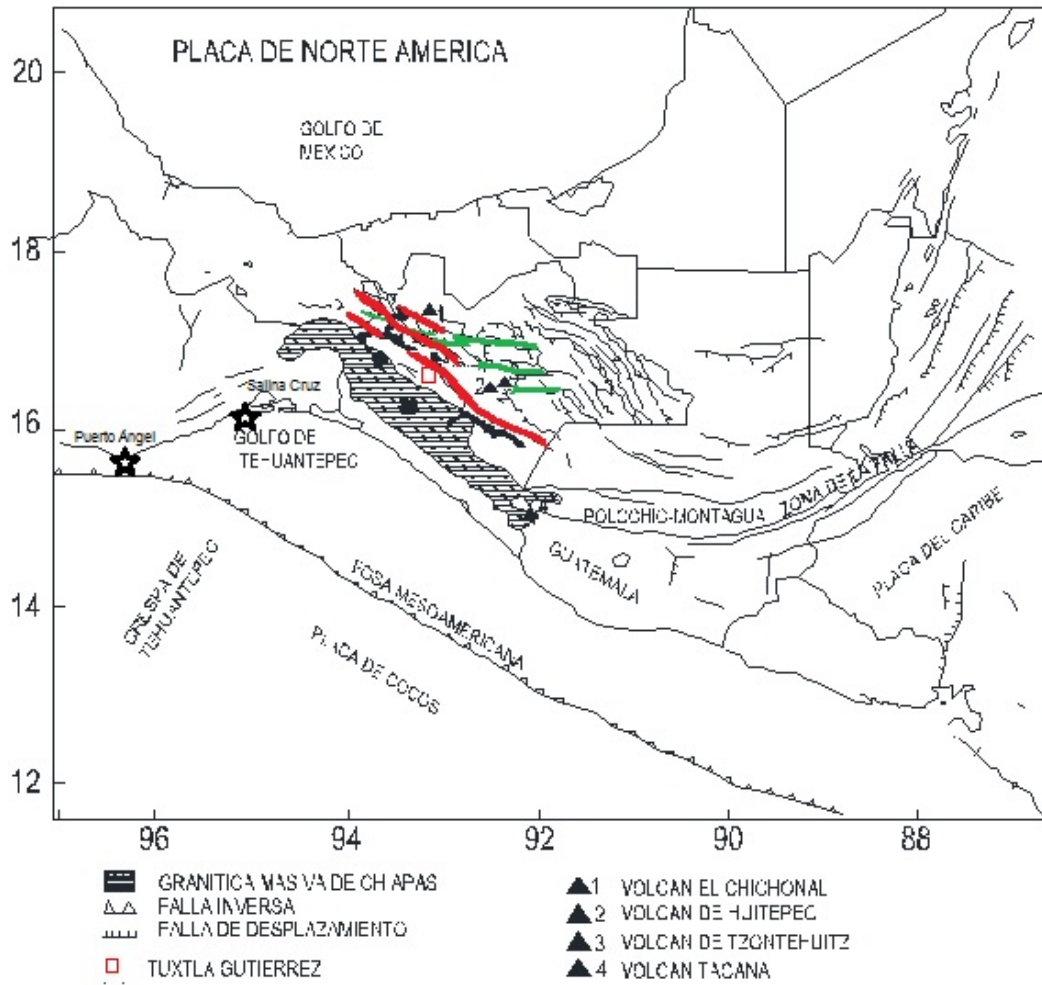


Fig. 1.4.2. Principales rasgos tectónicos del sur de México (modificado de Ordoñez-Alfaro, 2013). Los rasgos en rojo son fallas con orientación de 120° y los rasgos azules tienen una orientación de 75° , ambas tienen similitud con la zona de falla Polochic-Motagua.

1.5 Vulcanismo

Las rocas extrusivas cenozoicas del estado están expuestas principalmente en la región al noreste de la Depresión Central así como en las áreas aledañas a los volcanes Chichonal y Tacaná (Fig. 1.5.1.). La mayoría de las edades de estas rocas corresponden al lapso Oligoceno- Plioceno.

En general, las rocas son de naturaleza calcoalcalina y están representadas por andesitas porfídicas, basaltos y tobas andesíticas, con algunos afloramientos de rocas riodacíticas. Estas rocas volcánicas guardan una relación discordante con las rocas subyacentes y forman elevaciones abruptas de paredes escarpadas y ocasionalmente dan lugar a paisajes conformados por mesetas extensas. La actividad volcánica como fenómeno geológico cobró mayor interés, por parte de diversos investigadores de todo el mundo a raíz de la reactivación del volcán Chichonal o Chichón en el año de 1982, misma que causó variaciones atmosféricas a nivel global.

Por su parte, el estratovolcán Tacaná provocó una serie de sismos durante el lapso diciembre de 1985 a febrero de 1986, en la zona fronteriza entre México y Guatemala, seguidos por movimientos telúricos en el flanco SW del volcán y explosiones freáticas (Castro-Mora, 1999).

Además de estos dos volcanes principales, en la región comprendida entre Tapachula y Motozintla existen otros tres aparatos volcánicos: los volcanes San Luis Chiquinchaque, Rancho Quemado y El Boquerón, que se encuentran notoriamente alineados en dirección NW-SE (Mulleried, 1957).

Las rocas intrusivas en el estado corresponden a plutones de la margen occidental de México (Castro-Mora, 1999), la mayoría sincrónicos con la orogenia Laramide, aunque existen rocas intrusivas posteriores a dicho evento. Las rocas intrusivas cenozoicas afectan prácticamente a toda la columna estratigráfica y afloran principalmente hacia la porción suroccidental de la entidad (Fig. 1.5.1).

Las rocas intrusivas están representadas por granitos de diferentes tonalidades, con predominio de granitos color rosa muy compacto, holocristalinos y de textura fanerítica, así como granodioritas, algunas de las veces muy alteradas y afectadas por hidrotermalismo derivado de la actividad volcánica cenozoica.

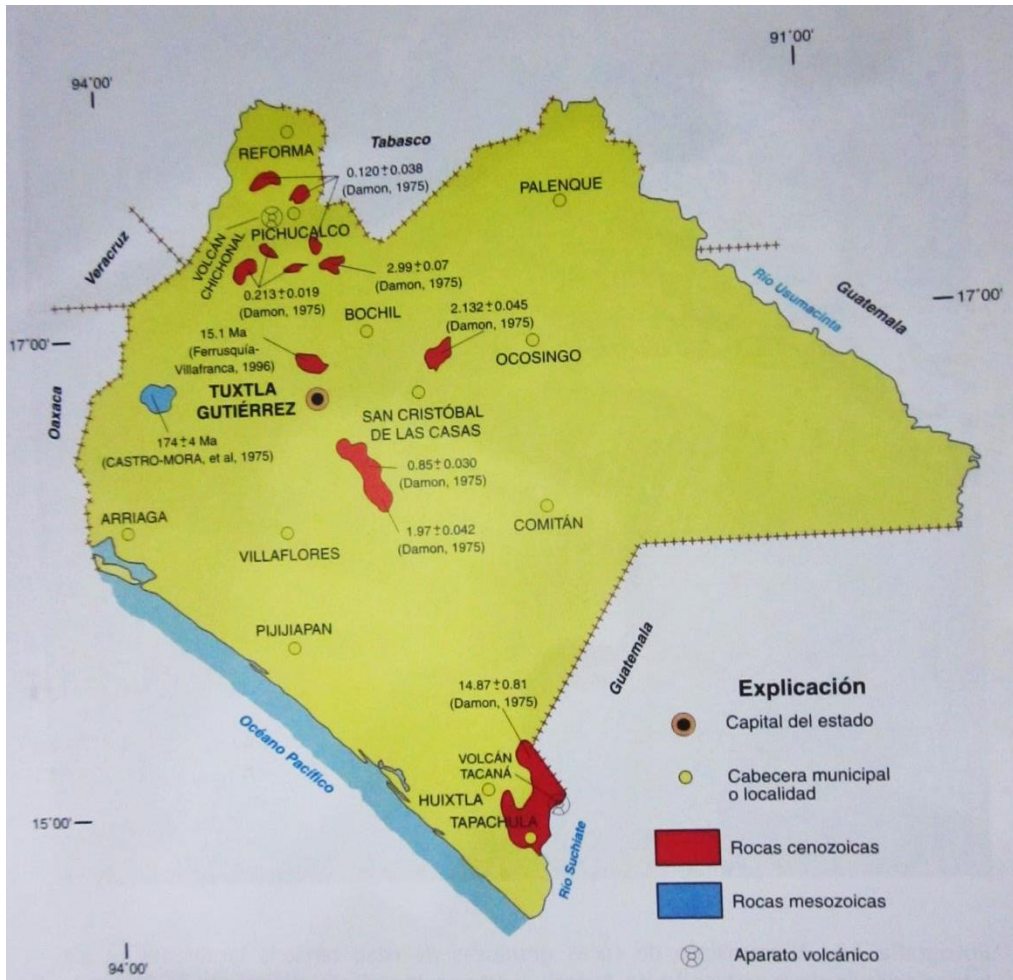


Fig. 1.5.1 Localización de rocas ígneas extrusivas del Mesozoico y Cenozoico. Fuente: Fuente: Monografía Geológico-Minera del estado de Chiapas (Castro-Mora, 1999).

1.6 Sismología

La región de Chiapas está considerada junto con Oaxaca y Guerrero, como los Estados de mayor actividad sísmica del país. (Atlas de Riesgos del Estado de Chiapas, 2002). La alta sismicidad en Chiapas se debe a la interacción de tres placas tectónicas; la placa oceánica de Cocos se desplaza en dirección de convergencia frontal con las placas de Norteamérica y del Caribe (Fig. 1.6.1.).

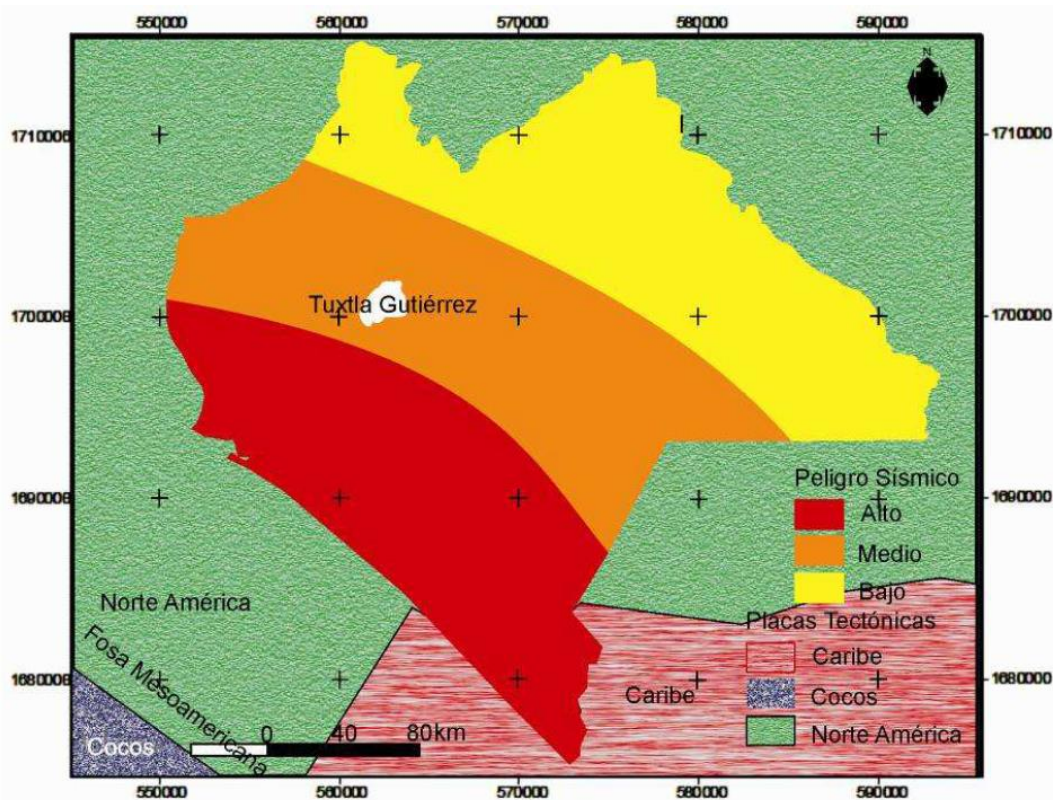


Fig. 1.6.1. Regionalización sísmica de Chiapas y disposición de las placas tectónicas. Fuente: Atlas de peligros del estado de Chiapas.

La primera fuente sismogénica es debida al contacto entre la placa de Cocos y la de Norteamérica (Fig. 1.6.1.). Debido a esta fuente sismogénica, iniciando el siglo XX se produjeron tres grandes sismos superficiales en las costas de Chiapas y Guatemala; el primero ocurrió el 19 de Abril de 1902 (magnitud 7.5), el segundo el 23 de Septiembre de 1902 (magnitud 7.7) y el tercero el 14 de Enero de 1903 (magnitud 7.6) (Ordoñez-Alfaro,2013) (Fig. 1.6.2.).

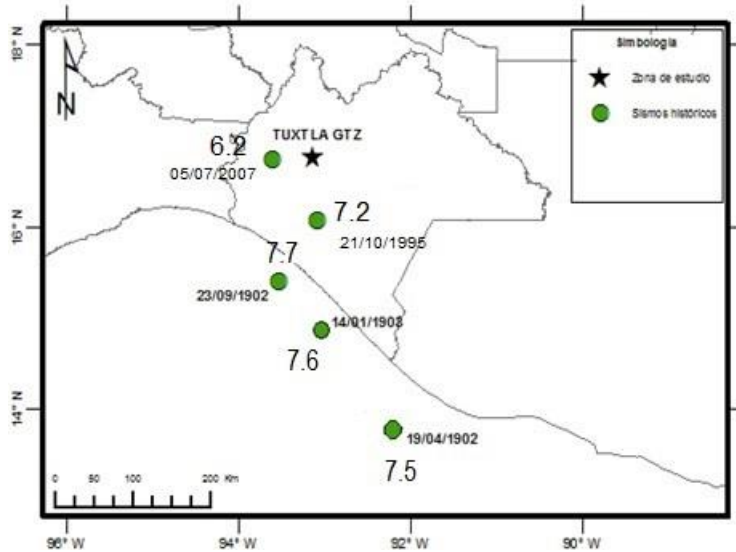


Fig. 1.6.2. Ubicación y magnitud de los sismos históricos que se han producido en el estado de Chiapas. Modificado del Servicio Sismológico Nacional.

La segunda fuente sismogénica corresponde a la deformación interna de la placa subducida, lo cual, produce sismos profundos o de mediana profundidad (desde 80 hasta 200 km.), como el sismo de Villaflores del 21 de octubre de 1995 (magnitud 7.2), con una profundidad focal de 165 km y un área de ruptura de 300 km², uno de los más recientes fue el 5 de Julio del 2007 (magnitud 6.2), ubicado a 47 km al Noroeste del municipio de Cintalapa con una profundidad focal de 100 km (Ordoñez-Alfaro,2013).

La placa de Cocos subduce en la parte sureste del estado con una característica tectónica importante según el modelo propuesto por Espíndola y Braile (1996): existe un incremento en el ángulo de subducción desde 25 °, cerca del Istmo de Tehuantepec, hasta 40° hacia zonas por debajo del estado y Centroamérica (Espíndola y Braile, 1996) (Fig. 1.6.3.). Esta variación en el ángulo de subducción de la placa se manifiesta como los sismos en las costas de Oaxaca, Guerrero y Michoacán; los sismos no rebasan la profundidad de 80 km, mientras que en Chiapas alcanzan valores cercanos a los 200 km (Ordoñez-Alfaro,2013).

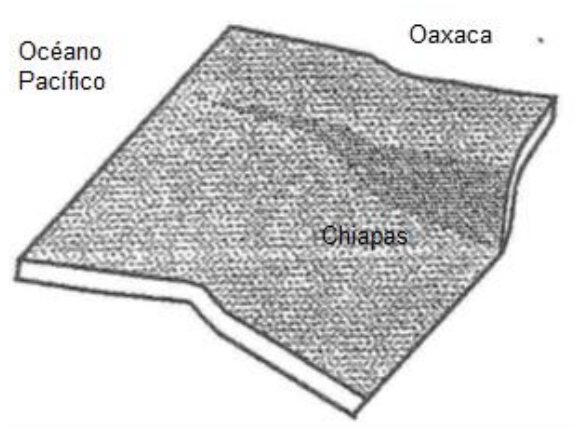


Fig. 1.6.3. Modelo geométrico de la placa de Cocos por debajo del estado de Chiapas, propuesto por Espíndola y Braile (1985).

Una tercera fuente corresponde a la deformación cortical debida al sistemas de fallas superficiales de tipo normal que originan temblores de pequeña profundidad (menores a 40 km), como lo reporta Figueroa (1973) (Ordoñez-Alfaro, 2013), donde enuncia al menos 15 fallas importantes. Esta fuente origina sismos de magnitud moderada que producen daños locales como los sismos de $M=5.5$ en Chiapa de Corzo entre julio y octubre de 1975.

Una cuarta fuente sismogénica, corresponde a la presencia de los volcanes activos en el estado de Chiapas, el Tacaná y el Chichonal (Atlas de riesgos del estado de Chiapas 2002).

La última fuente sísmica se debe al sistema de fallas lateral izquierda Polochic-Motagua entre la placa Norteamericana y del Caribe.

Capítulo 2: Geología de Tuxtla Gutiérrez.

2.1 Morfología

La morfología del municipio de Tuxtla Gutiérrez consiste principalmente en una gran depresión (Mullerried, 1957) rellena por depósitos recientes originados por la erosión de las rocas que la rodean, así como depósitos de las zonas de inundación del Río Sabinal; todo delimitado por unidades morfológicas de gran altitud (Fig. 2.1.1.).

En la parte norte del municipio se encuentra un alto topográfico de rocas de 1200 m. de altitud formado por calizas del Cretácico y que alberga al Cañón del Sumidero, su relieve es de tipo kárstico debido a la disolución. Esta meseta está delimitada por la falla de tipo normal Tuxtla que genera una diferencia de altura de casi 500 m entre la meseta y la zona urbana.

Justo al noroeste del municipio se puede observar el Cerro Verde cuya altitud alcanza los 950 m. aproximadamente y por cuyas laderas se encuentra el Libramiento Norte de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez. Este cerro es probablemente la parte sureste del Anticlinal Turipache, un anticlinal asimétrico cuyo eje fue dislocado por una falla transcurrente aislando ese tramo de la estructura y posteriormente fue afectado por la disolución de las calizas que lo forman (Martínez-Amador et al, 2005).

Sobre los depósitos recientes se localiza la ciudad de Tuxtla Gutiérrez abarcando gran parte del municipio. Las geoformas que se pueden observar en la zona central de la ciudad corresponden principalmente a pequeños lomeríos de pocos metros de altura mientras que en la zona norte se observan lomeríos más altos socavados por los ríos y afluentes que pasan por ahí, zona D de la Fig. 2.1.1..

La ciudad, se encuentra contenida por laderas de alto ángulo, entre 25° y 38°, tanto hacia el norte como hacia el sur de la mancha urbana. Hacia el norte las laderas presentan pendientes de hasta 38° generadas principalmente por la discontinuidad generada por la falla lateral Tuxtla. Hacia el sur, se observan laderas cuya pendiente es de hasta 17°, originadas principalmente por la diferencia morfológica que existe entre la depresión y el sinclinal que forma la meseta del Copoya.

En la zona de transición entre las laderas circundantes y la depresión donde se encuentra la ciudad, ocurre una acumulación de derrubios que se precipitan hacia la zona urbana; donde el término derrubio se refiere a un material suelto, sin consolidar con una proporción significativa de material grueso (González de Vallejo et al., 2004). Estos derrubios tienen formas irregulares y se presentan debido al deslizamiento de masas de roca sobre planos de debilidad a favor del contacto con los estratos. Estas masas de roca

se desprenden principalmente de las zonas altas de las laderas debido a la influencia de la gravedad asistida por las pendientes, la orientación de la estratificación y la erosión; generando una zona de riesgo para los pobladores que ahí habitan, zona E de la Fig. 2.1.1..

Al sur de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez se encuentra la meseta del Copoya, formada por un sinclinal muy abierto, y que recibe este nombre por el poblado emplazado en su parte central. Esta mesa de edad del Cenozoico se levanta 250 aproximadamente arriba del nivel de Tuxtla y tiene una altitud máxima de 1140 m. en el cerro Mactumatzá, zona C de la Fig. 2.1.1..

Finalmente, hacia el suroeste de la meseta del Copoya, se encuentran amplias laderas, socavadas por los arroyos, con pendientes que oscilan entre los 9° y 16° que pertenecen al flanco norte de un anticlinal asimétrico que lleva el nombre de Anticlinal Suchiapa.

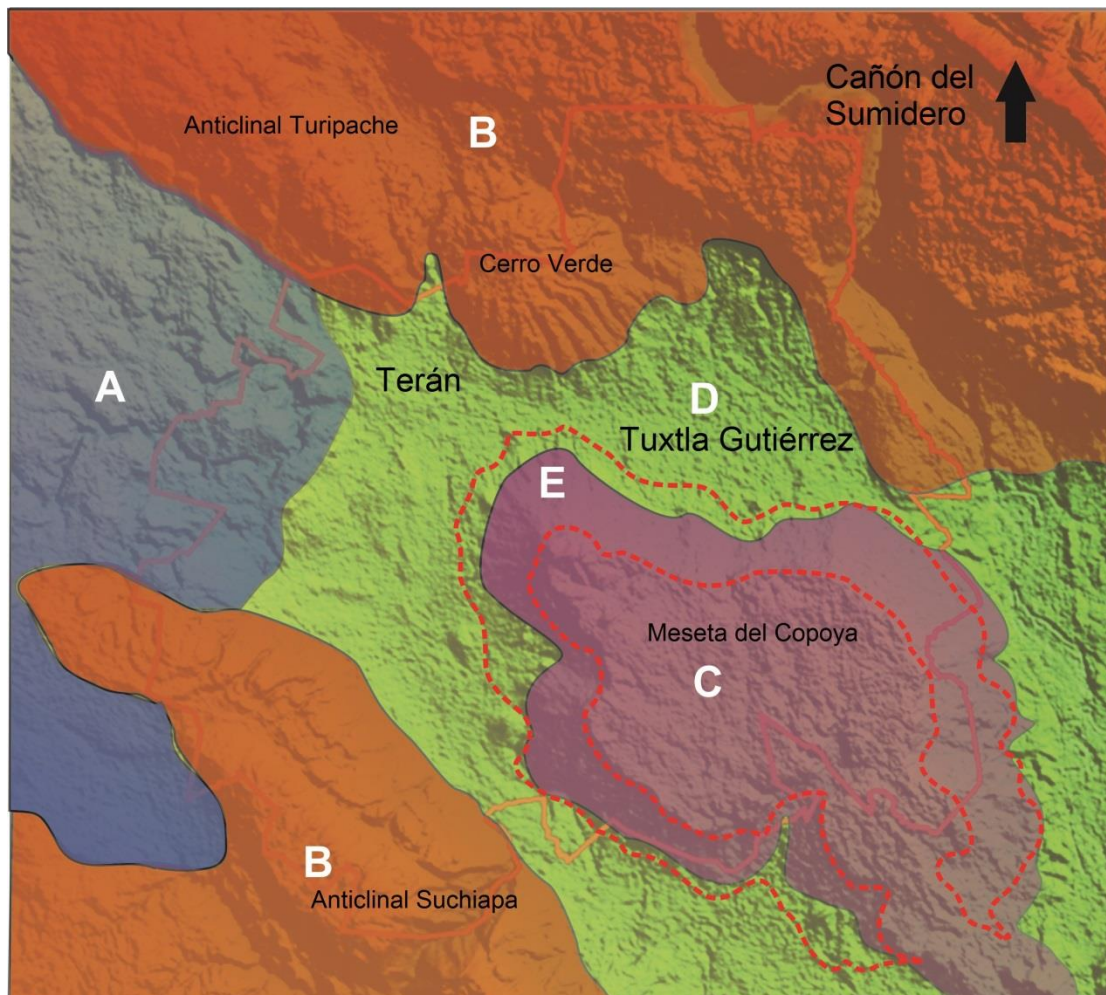


Fig. 2.1.1. Principales rasgos morfológicos en el área de estudio. A) Lomeríos, B) Sierras, C) Meseta, D) Depresión y E) Zona de derrubios.

2.2 Hidrografía

Las principales corrientes fluviales en las inmediaciones de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez son los ríos Grijalva, El Sabinal, Suchiapa, Yatipak, Terán, San Agustín, San Francisco y Guadalupe. Dentro de la ciudad el río más importante es El Sabinal que nace en el municipio de Berriozábal, fluye por el valle central de Tuxtla, atraviesa la ciudad hacia el oriente y desemboca en el Río Grijalva. Originalmente el Río El Sabinal era alimentado por 7 arroyos, pero debido al crecimiento de la ciudad, la mayoría de estos arroyos se encuentran entubados o han sido cubiertos por la mancha urbana, no obstante en su cabecera recibe importantes aportes de los Ríos San Agustín y San Francisco que se ubican hacia el norte y sur de El Sabinal respectivamente (Fig. 2.2.1.).

La cuenca del río El Sabinal, está ubicada dentro de la región hidrológica No. 30 Grijalva-Usumacinta, en la cuenca administrativa Grijalva-Tuxtla Gutiérrez, que drena un área aproximada de 407 km². El Río Sabinal nace en la loma El chupadero, unos 5 km al noroeste de la población de Berriozábal, Chiapas, y desemboca en el Río Grijalva. Se integra por 15 microcuencas: San Francisco, Berriozábal, San Agustín, Chacona, San José el Arenal, Arroyo Centro Sur, Pomarrosa, El Poti, San Roque, Totoposte, Poc Poc, 24 de Junio, San Santa Ana, Cerro Hueco y Patria Nueva (Fig. 2.2.1.).

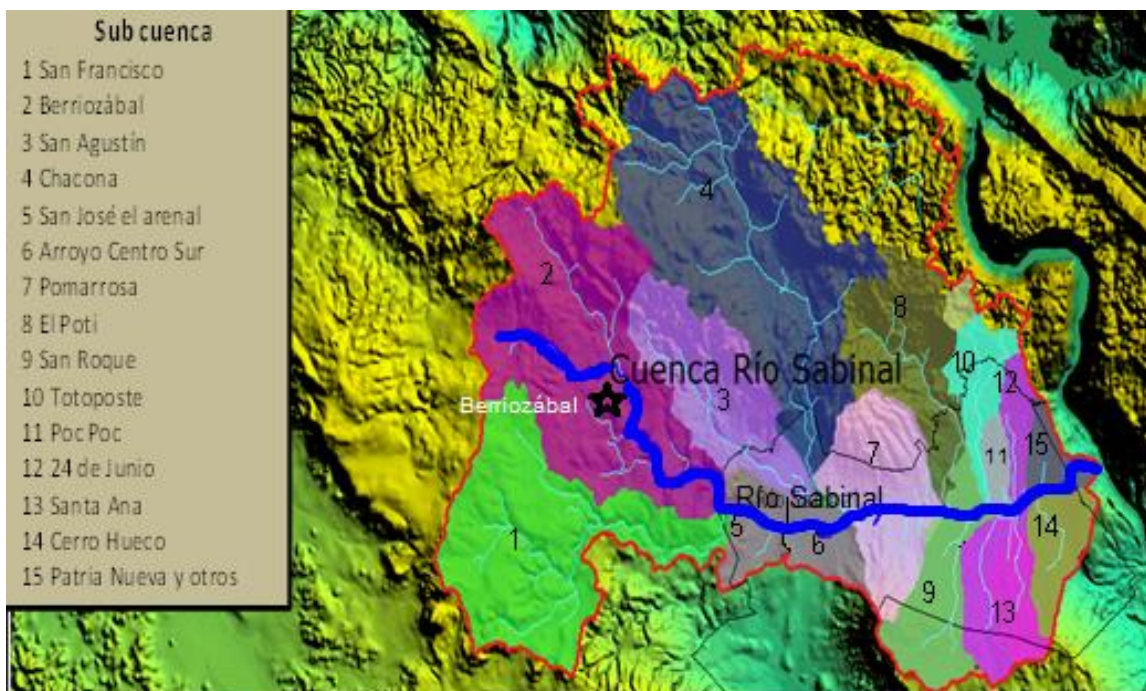


Fig. 2.2.1. Ubicación de subcuencas dentro del municipio (Ordoñez-Alfaro, 2013).

El crecimiento urbano ha tenido una notable expansión durante las últimas dos décadas, lo que implica deforestación acelerada de la cuenca del Río El Sabinal, esto ha provocado que el comportamiento del Río El Sabinal y algunos de sus afluentes, durante la época de lluvias se tornen peligrosos (Fig. 2.2.2.), generando en los últimos años, inundaciones que han traído cuantiosas pérdidas materiales y algunas pérdidas de vidas humanas (Ordoñez-Alfaro, 2013).



Fig. 2.2.2. Zona de inundación potencial en color azul delimitada por la zona urbana del municipio en color verde (Ordoñez-Alfaro, 2013).

2.3 Estratigrafía

En este trabajo se hace mención de las unidades litoestratigráficas formales e informales expuestas en la zona de estudio. La columna estratigráfica local está compuesta por las formaciones *Méndez*, *Copoya*, *Juan Crispin*, *Ocozocuatla* y *el Grupo Sierra Madre* (Fig. 2.3.1.).

El Grupo Sierra Madre o Caliza Sierra Madre, está expuesto en una extensa área del estado de Chiapas y en este caso conforman el parque Cañón del Sumidero; consiste de una secuencia de calizas, dolomías y margas con horizontes arcillosos (Albiano – Santoniano) en el que se incluyen las formaciones *Cantelhá*, *Cintalapa* y *Jolpabuchil*.

La *Formación Jolpabuchil* fue reconocida en la porción norte de la zona de estudio (Michaud, 1987), y en los alrededores de Tuxtla Gutiérrez, Chicoasén, San Cristóbal de las Casas y Chiapa de Corzo. En éstas áreas consiste de calizas de textura mudstone, wackestone, wackestone arcilloso de estratificación media a delgada con intercalaciones de lutitas pedernalosas e intercalaciones de brechas calcáreas. El contenido de microfauna es de foraminíferos planctónicos y radiolarios (Michaud, 1987). La formación presenta espesor que va desde 190 m hasta 800 y 1,400 m (Castro-Mora, 1999). El contacto inferior no se observó en el área de estudio mientras que el contacto superior es normal y concordante con las lutitas y areniscas de la Formación Méndez (Fig. 2.3.1.). Tiene un alcance del Cenomaniano-Campaniano con base a la fauna obtenida en las secciones estudiadas (Mandujano-Velásquez y Vázquez-Meneses, 1996).

La *Formación Ocozocuatla* se presenta ampliamente en la porción occidental de la zona y sus afloramientos se extienden en dirección oriente-poniente, teniendo relación con la Formación Angostura por medio de una interdigitación hacia el oriente fuera del área de estudio. La Formación Ocozocuatla consiste de una secuencia detrítica compuesta por areniscas y conglomerados que gradúan hacia su parte superior a areniscas rojizas con intercalaciones de lutitas y calizas arcillosas con fragmentos de rudistas (Michaud, 1987), su espesor varía entre 600 y 800 m y se correlaciona con la Formación Méndez. El contacto con el Grupo Sierra Madre, al que sobreyace, se considera discordante, en tanto que el superior con el Paleoceno no se observa (Fig. 2.3.1.). Dentro del Proyecto Berriozábal, realizado para PEMEX, se determinó una edad Campaniano-Maastrichtiano (Mandujano-Velásquez y Vázquez-Meneses, 1996).

La *formación Juan Crispin* fue reconocida en la zona central de la zona de estudio (Michaud, 1987) en la cual se encuentra la ciudad de Tuxtla Gutiérrez; consiste principalmente de calizas bioclásticas, algunas veces con alto contenido de arenas, con estratificación oblicua y con grandes foraminíferos bentónicos (Michaud, 1987). El espesor

de esta unidad va de unos cuantos metros hasta llegar a los 50 m (Castro-Mora, 1999). En el límite inferior se encuentra la Formación Ocozocuatla mientras que el límite superior no se pudo observar. La edad de la formación corresponde al Campaniano Superior – Maastrichtiano (Fig. 2.3.1.).

La *Formación Méndez* corona a la sucesión de rocas cretácicas dentro de la entidad y está conformada por una secuencia terrígena de lutitas laminares de color gris interestratificadas, ligeramente deformadas, con areniscas de grano fino a medio. El espesor de esta formación llega a ser de 970 m y existen reportes de que también aflora al oriente de las presas Malpaso y Peñitas (Castro-Mora, 1999). El límite superior es discordante con la formación *Copoya* mientras que el inferior es discordante con las formaciones Jolpabuchil y Ocozocuatla. Su edad corresponde al Campaniano-Maastrichtiano (Mandujano-Velásquez y Vázquez-Meneses, 1996) (Fig. 2.3.1.).

La *formación Copoya* (De la Rosa, 1989) se encuentra distribuida solamente al sur de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez. Está compuesta por calizas de texturas wackestone a mudstone con un notable contenido de arcillas y estratos de areniscas; su espesor varía desde 300 a 600 m. La edad del depósito de esta unidad va del Paleoceno al Eoceno. El contacto inferior es discordante con la Formación Méndez mientras que el contacto superior no se pudo observar.

Sobre las formaciones mencionadas anteriormente, se encuentra una capa de depósitos recientes, depósitos aluviales y derrubios que alcanzan un espesor de hasta 10 m por encima de las lutitas de la Formación Méndez (Fig. 2.3.1.).

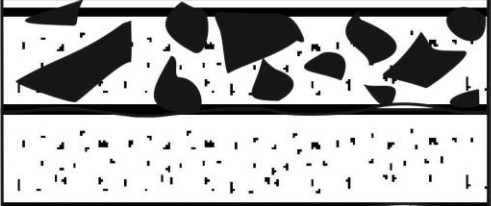
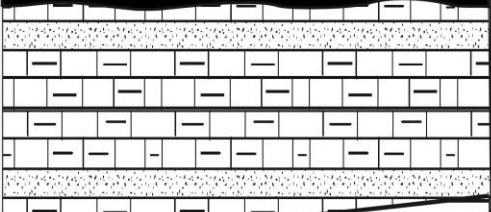
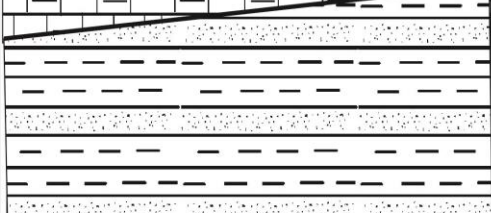
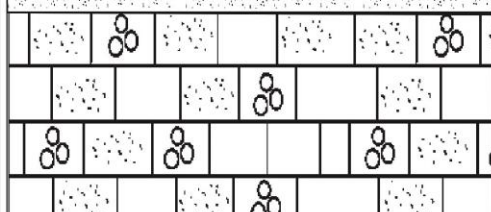
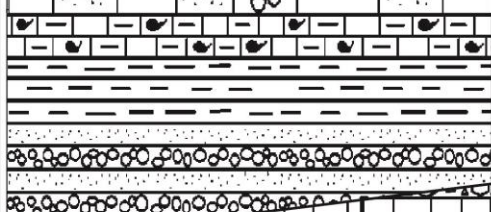
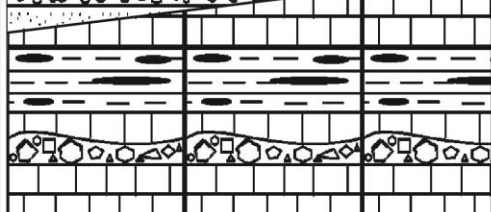
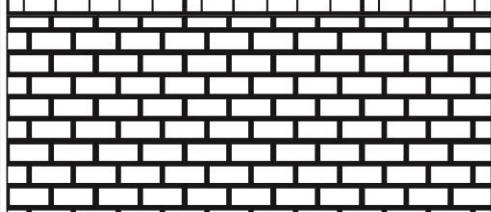
Eratema	Periodo	Columna	Descripción
Cenozoico	Cuaternario		Depósito Reciente (10 a 20 m) Fragmentos y bloques de calizas y areniscas suspendidos en una matriz formada por lutitas. Depósitos aluviales y depósitos resultantes de la erosión de lutitas.
	Paleógeno		Formación Copoya (300 a 600 m) Calizas de textura wackestone a mudstone con notable contenido de arcillas e interestratificadas con estratos de areniscas.
Mesozoico	Cretácico		Formación Méndez (hasta 970 m) Lutitas laminares interestratificadas con areniscas de grano fino a medio.
			Formación Juan Crispín (hasta 100 m) Calizas bioclásticas con alto contenido de arenas y foraminíferos bentónicos de gran tamaño.
			Formación Ocozocuatla (600 a 800 m) Areniscas y conglomerados que se gradúan a lutitas y calizas arcillosas, hay un gran contenido de fragmentos de rudistas.
			Formación Jopabuchil (190 a 1400 m) Calizas de textura mudstone y wackestone con intercalaciones de estratos de lutitas pedernalosas y algunas brechas calcáreas.
			Formación Sierra Madre (hasta 1200 m) Secuencia de dolomías, calizas y margas con horizontes arcillosos.

Fig. 2.3.1. Columna estratigráfica generalizada del municipio de Tuxtla Gutiérrez.

2.4 Estructuras mayores

Gracias al estudio realizado con las fotografías aéreas y al análisis del Modelo Digital de Elevación, se definieron, en un inicio, varios lineamientos que posteriormente se precisaron como rasgos estructurales entre los cuales podemos encontrar fallas y ejes de estructuras de plegadas, como se observa en la Fig. 2.4.1.

En la parte norte del municipio se encuentra una gran masa de calizas del Grupo Sierra Madre que están en discontinuidad estratigráfica con las calizas y lutitas de la Formación Jopabuchil y las secuencias de la Formación Ocozocuautila a lo largo de la falla lateral izquierda Tuxtla que en el área de estudio muestra una longitud de cerca de 32 km y una orientación NW-SE. Sobre las calizas del Grupo Sierra Madre se observan unas fracturas con orientación NE-SW y otras con orientación NW-SE, posiblemente originadas a partir de esfuerzos de transpresión durante la fase Miocénica final.

Al suroeste de la Falla Tuxtla se encuentra el anticlinal simétrico Turipache que está formado de calizas de la Formación Ocozocuautila. En la parte sur-este del pliegue se pueden observar varias fracturas de orientación NE-SW, posiblemente fracturas por tensión así como fracturas con dirección N40°E en la zona central del pliegue asociadas posiblemente a esfuerzos de transpresión.

En el área sur de la zona de estudio se observa un anticlinal asimétrico conocido con el nombre de Anticlinal Suchiapa formado por calizas del Grupo Sierra Madre, lutitas y areniscas de la Formación Ocozocuautila y calizas de la formación Juan Crispín. Adicionalmente, cortando al anticlinal, se encuentra la falla normal Libertad (Martínez-Amador et al, 2005) que se extiende por varios cientos de kilómetros en dirección suroeste cruzando las calizas del Grupo Sierra Madre y posteriormente el macizo de Chiapas.

Entre los anticlinales Turipache y Suchiapa, se encuentra el sinclinal abierto Copoya. Ésta estructura se formó junto con los anticlinales anteriores posiblemente durante la orogenia Laramide, aunque su traza no es clara.

Cabe mencionar que el río Sabinal muestra un curso zig-zagueante, ligado a un fracturamiento al cual se adaptó el río para drenar esta porción de la zona de estudio. Este fracturamiento tiene una tendencia general E-W posiblemente asociado a los efectos compresivos generados durante la Orogenia Chiapaneca (Ordoñez-Alfaro, 2013).

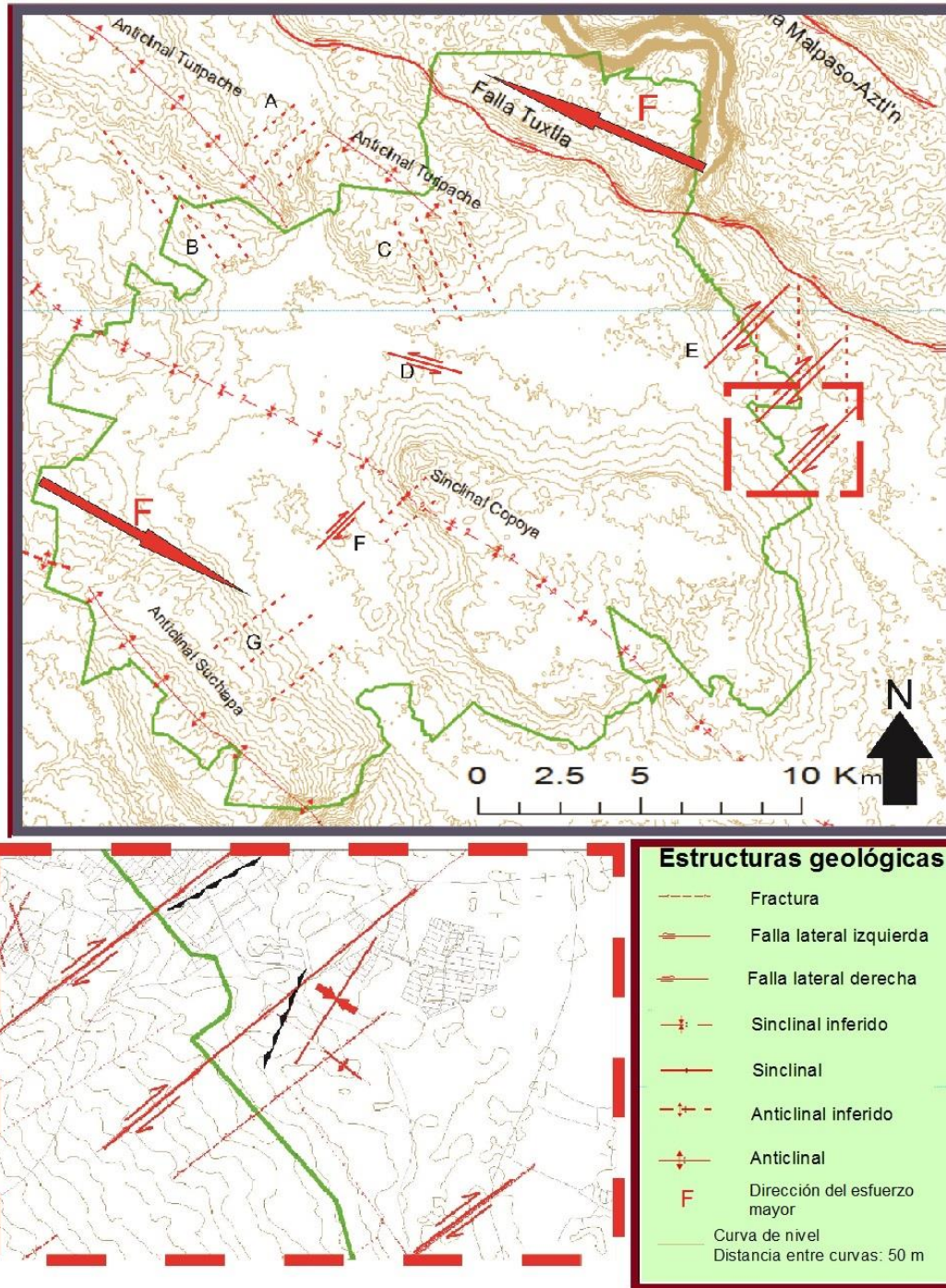


Fig. 2.4.1. Representación de las principales tendencias de fracturamiento en el municipio (color verde) y su relación con el cizallamiento Riedel. Los planos de fracturamiento G y A así como los planos de falla E y F representan a los planos R2; la falla D representa los planos R1; y las fracturas C y B representa a los planos P. El recuadro inferior muestra un acercamiento entre dos fallas dextrales donde la deformación de la litología muestra fallas inversas y pliegues con tendencia hacia la componente de menor esfuerzo (σ_3) dentro de ese sub-sistema.

En el área se presentan tres tendencias de fracturamiento y de fallas principales: fallamiento lateral con orientación N50°E aproximadamente, fallamiento y fracturamiento lateral con orientación N-S y una última de tendencia de fracturamiento de orientación N30°W.

Una posible explicación para estas estructuras y su arreglo es asociarlas a una zona de cizalla localizada entre la falla sinistral Tuxtla y alguna otra estructura, posiblemente el anticlinal Suchiapa. Las tendencias de las estructuras se asemejan a las fracturas Riedel (también llamadas fracturas de cizalla Riedel o fracturas R). Esta teoría predice 3 sets de fracturas que pueden desarrollarse en una zona de deformación frágil:

Los planos sintéticos R1 se forman a un ángulo agudo ($\sim 15^\circ$) con la dirección general de la zona de falla y el sentido es el mismo respecto a la dirección general del cizallamiento, el arreglo geométrico de estas estructuras es paralelo entre ellas dentro de la zona de cizalla. Las fracturas antitéticas R2 son conjugadas con respecto a R1, forman un ángulo de unos 75° con respecto a la envolvente de la zona de cizallamiento, se forman después de los planos R1 y su sentido es contrario, aunque este segundo set se desarrolla menos que el anterior (Fossen, 2010). Debido a la evolución dinámica de la zona de falla se producen ciertos fenómenos que llevan a la rotación de los sets R1 y R2. Los primeros se disponen progresivamente a ángulos inferiores ($< 15^\circ$) con respecto a la dirección del cizallamiento y los segundos evolucionan hacia un ángulo más grande ($> 75^\circ$). Por otra parte, durante la evolución de los sets anteriores, aparece un tercer set de fracturas: los planos P que forman un ángulo agudo con la envolvente (Fig. 2.4.2.).

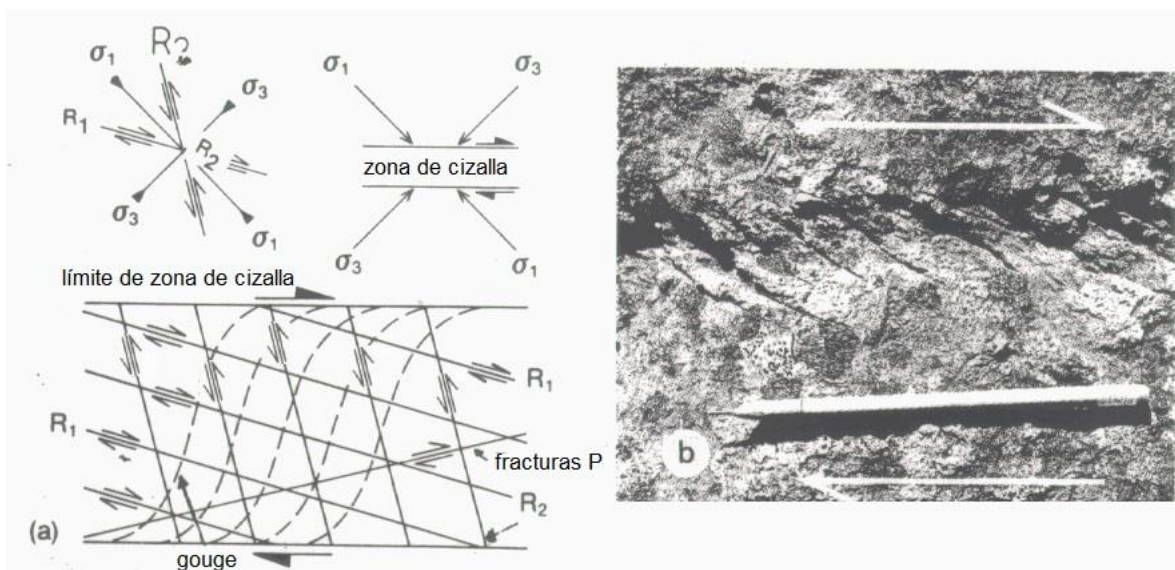


Fig. 2.4.2. Teoría de los Planos de Riedel (a) y su ejemplificación en brechas volcánicas (b) (McClay, 1987).

Adicionalmente a los planos R1, R2 y P, hay otras estructuras que se pueden formar en la zona de cizalla, principalmente en la capa más dúctil, las cuales estarán regidas por las direcciones de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 . Éstas estructuras son fallas normales con orientación paralela a σ_1 , fallas inversas y cabalgaduras así como pliegues cuya orientación es paralela a σ_3 (Fossen, 2010).

El sistema de fracturas Riedel se forma principalmente cuando una capa más débil, es decir más propensa a la deformación, es cizallada por el movimiento relativo de 2 bloques más resistentes (Van Der Pluijijm & Marshak, 1955). En este caso, la capa más débil son las lutitas de la Formación Méndez que presentan una ligera deformación (sinclinales y anticlinales) y fracturamiento; mientras que los bloques más resistentes pertenecen a las calizas del Cretácico Superior, las cuales presentan fallas y fracturas. Cabe mencionar que el fracturamiento Riedel se presenta a diferentes escalas en algunas partes del municipio (Fig. 2.4.1.), de tal manera que el fracturamiento R2 perteneciente al sistema originado por la Falla Tuxtla genera un nuevo sub-sistema con su respectiva deformación y fracturamiento Riedel, como si se tratara de un fractal (Fig. 2.4.3.).

Finalmente, para confirmar esta teoría, hace falta una segunda falla lateral al sur de la meseta del Copoya que delimite los sets propuestos; esta falla, aunque no se encontró en el recorrido realizado, puede estar localizada justo donde el Río Suchiapa cambia de dirección de noreste a sureste en la parte sur del municipio.



Fig. 2.4.3. Fotografías ejemplificando las diferentes escalas de las estructuras ligadas a los Planos de Riedel. A la izquierda las fracturas y fallas tienen espaciamentos de apenas centímetros mientras que a la derecha se encuentran espaciamentos de aproximadamente medio metro (la pared al fondo tiene aproximadamente 12 m de altura).

2.4.1 Derrubios

Los movimientos de masa son procesos en los que se movilizan materiales por la acción de la gravedad y pueden ser peligrosos o incluso desastrosos cuando afectan a la vida y propiedades del hombre (Gutiérrez-Elorza, 2008).

Los flujos de derrubios son movimientos complejos que engloban a fragmentos rocosos, bloques, cantos y gravas en una matriz fina de arenas, limos y arcilla, y tienen lugar principalmente en laderas cubiertas por material suelto o no consolidado (González de Vallejo et al, 2004). La ciudad de Tuxtla Gutiérrez se encuentra rodeada por grandes masas de derrubios compuestos por fragmentos subangulosos de calizas y areniscas de la meseta del Copoya así como fragmentos de lutitas alteradas, en una matriz arcillo-calcárea de color blanco como se aprecia en la Fig. 2.4.4..



Fig. 2.4.4. Derrubio con bloque subanguloso de caliza (izquierda) y derrubio con bloques angulosos de caliza (derecha).

En este caso, los flujos de derrubio presentan un comportamiento semejante al de la reptación. El creep o reptación, es una deformación lenta y demasiado pequeña para producir una ruptura de cizallamiento como en los deslizamientos. Se confina a la parte superficial de la ladera y su velocidad disminuye en profundidad (Gutiérrez-Elorza, 2008). Este fenómeno se reconoce por la flexión de los estratos y otros objetos así como agrietamiento en estructuras como se aprecia en la Fig. 2.4.5..

En esta región las precipitaciones son altas por lo que la humedad es alta y el agua se infiltra desde las calizas expuestas en las partes altas hacia el subsuelo hasta encontrar las capas de lutitas y los derrubios pre-existentes, erosionándolas y desestabilizándolas.

El origen de los derrubios se debe a una diferencia de resistencia a la erosión, de tal manera que aunque las calizas y areniscas son más resistentes a la erosión, al erosionarse las lutitas subyacentes, las primeras quedan sin apoyo en los bordes de la meseta y

cuando esto sucede ocurren caídos y deslizamientos de calizas y areniscas, cuyos fragmentos desprendidos migran pendiente abajo sobre las lutitas cuya pendiente es moderada. La distribución de los derrubios se puede observar en la Fig. 2.4.6..

Hay que recordar que los deslizamientos están asociados a tres factores: la dirección de la pendiente, la estratigrafía y por último a los movimientos sísmicos.



Fig. 2.4.5. Fotografía de un camino afectado por la reptación de un derrubio.

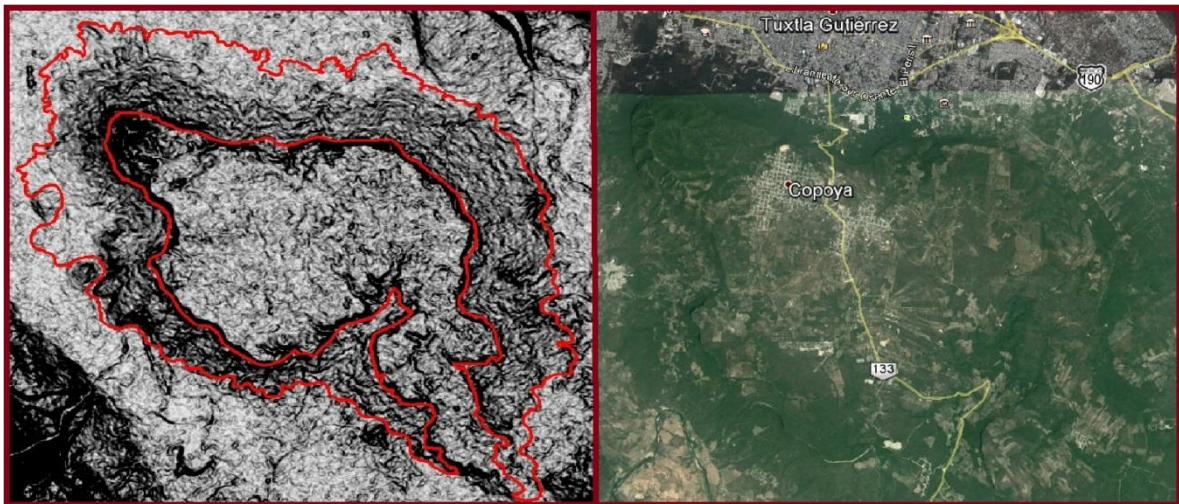


Fig. 2.4.6. Modelo de valor de pendientes del municipio de Tuxtla Gutiérrez (izquierda), en colores oscuros se encuentran pendientes más altas; y ubicación de los derrubios (rojo).

Capítulo 3: Trabajo de campo.

El objetivo principal del trabajo de campo fue identificar de manera precisa los elementos geológicos descritos en el capítulo 2 tales como estructuras y tipos de litologías, así como obtener datos de tipo estructural para poder generar secciones geológicas con los resultados obtenidos. La notación utilizada para los datos es la mano derecha.

El trabajo fue planeado de tal manera que se abarcara la mayor área posible del municipio (Fig. 3.2.). Como medio de transporte se utilizó una camioneta de la empresa Geortec S.A. de C.V.. Los recorridos se realizaron principalmente a través de las carreteras que conectan a la ciudad de Tuxtla Gutiérrez y a través de las diferentes colonias ubicadas en la periferia de la ciudad.

Para la realización de esta labor, se planeó la visita de 30 localidades para obtener información (Fig. 3.1.) dentro del municipio a partir del análisis de imágenes satelitales, del MDT y con base en el recurso de vista a nivel del terreno del globo terráqueo virtual Google Earth. Los puntos fueron seleccionados por su probabilidad de encontrar un buen afloramiento o corte de utilidad, así como por su ubicación dentro de alguna estructura importante.

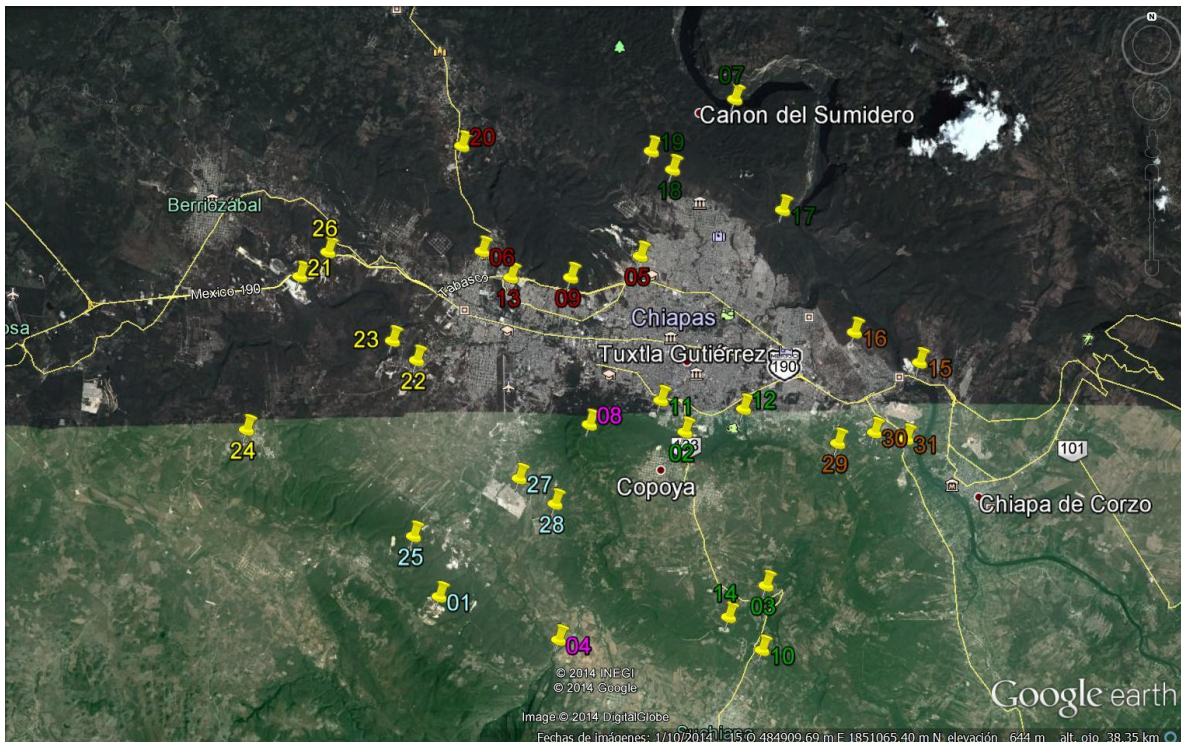


Fig. 3.1. Imagen satelital de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez con la ubicación de los puntos de estudio.

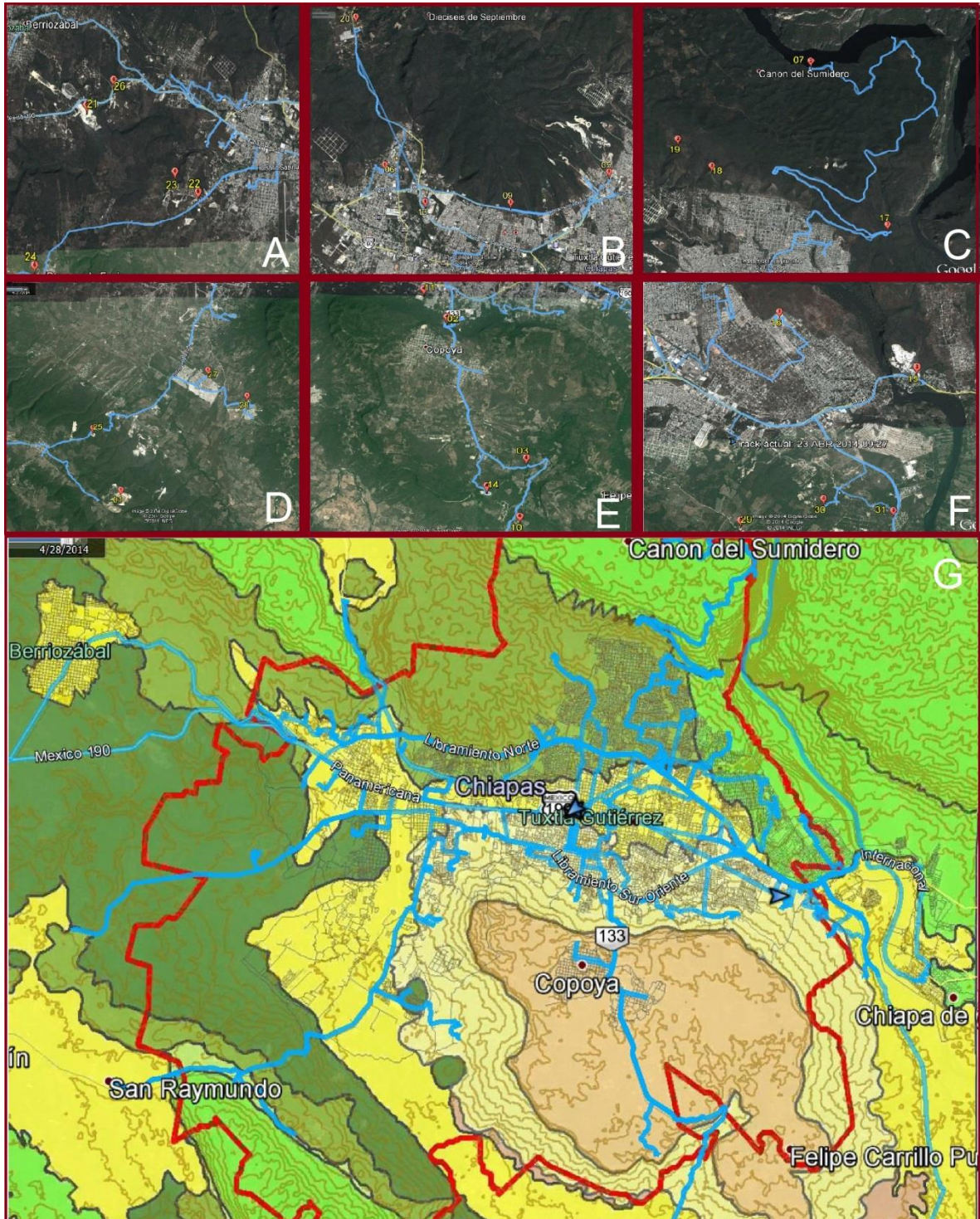


Fig. 3.2. Vista de las rutas utilizadas (azul), en representación cartográfica y de imagen satelital, para el estudio del municipio (rojo) y su delimitación en zonas (A, B, C, D, E y F).

Zona A

En esta zona se estudió la parte oeste del municipio a través de la carretera Tuxtla Gutiérrez-San Pedro Tapanatepec y el antiguo camino Club Campestre –Raymundo Enríquez (Fig. 3.2., zona A).

Por la primera ruta, se observaron areniscas limosas y lutitas ligeramente fracturadas que se gradaban a calizas grainstone (Formación Ocozocuatla) muy cerca de las lutitas de la Formación Méndez; el contacto entre estas dos unidades no se pudo observar. Posteriormente la litología cambia a calizas bioclásticas (Formación Juan Crispín), de textura wackestone, con fósiles de bivalvos, gasterópodos, corales y fragmentos de otros fósiles con cavidades rellenas por calcita; éstos estratos tienen límites muy delgados de limolita calcárea. Éste último tipo de litología se encuentra lo largo del camino Club Campestre-Raymundo Enríquez con estratos casi horizontales y, cerca del Hospital de la Mujer, se pueden apreciar fallas laterales con orientación N25°E y fracturas que cortan a las calizas y muchas de ellas están rellenas de cristales de calcita o material triturado.

Finalmente, en el poblado de Berriozábal, en las unidades habitacionales al inicio del Camino Club Campestre-Raymundo Enríquez y en otras localidades aisladas, se encuentra un conglomerado rojizo soportado por una matriz arcillosa, con clastos de caliza, cuarzo y fragmentos de roca, bien seleccionados, bien redondeados e imbricados en algunos casos.

A través de estas rutas se observó el cambio litológico que hay entre la formación Juan Crispín y la Formación Ocozocuatla, y se puede concluir que es de tipo transicional debido al cambio de facies en las calizas y a la presencia de lutitas en las dos formaciones. Lamentablemente no se pudo observar el contacto con las lutitas de la Formación Méndez así como corroborar la existencia del sinclinal que pasa a través de la meseta del Copoya debido a la vegetación y a la falta de accesos.

Zona B

En esta zona se recorrió la parte norte-noroeste de la ciudad rodeando al anticlinal Turipache en la zona nor-oeste de la ciudad a través del libramiento norte (Fig. 3.2., zona B) donde se pueden encontrar calizas grainstone en estratos de 40 cm de espesor intercaladas con estratos arcillosos de algunos centímetros de espesor. Los estratos tienen una orientación de 080° en promedio con un echado de 22°. La textura de estas calizas cambia a mudstone en dirección oeste y se encuentran en forma masiva así como con un

contenido fosilífero mayor (fragmentos de fósiles); estas calizas masivas presentan lapiaz, lo cual indica una mayor disolución.

Posteriormente se recorrió un pequeño tramo de la carretera Chicoasén donde se observaron calizas mudstone con numerosas estilolitas, lo cual indica esfuerzos compresivos con orientación NE-SW, y con un gran fracturamiento con una tendencia de 250°/80°, muchas de estas fracturas tenían relleno de calcita o de material finamente molido.

A dos kilómetros de las calizas fracturadas, siguiendo por la carretera, se encuentra un grueso paquete de conglomerados de color pardo. Estos conglomerados soportados por grano están moderadamente clasificados, bien redondeados y con un contenido de clastos de tamaño guijarro formados por calizas mudstone, pedernal, cuarzo lechoso, areniscas y fragmentos de rocas volcánicas; todo acompañado por una matriz calcárea arcillosa. Además, dentro de los conglomerados, se observan estratos delgados de limolitas/lutitas de 20 cm de espesor con una orientación de 206° y un echado de 20°.

Mediante este recorrido se observa el fracturamiento del anticlinal Turipache, la presencia de estilolitas así como el fracturamiento perpendicular que se observa en el tramo de la carretera Chicoasén, indican esfuerzos compresivos, tal vez, asociados con la falla sinistral Tuxtla.

Zona C

En la tercera zona se recorrió la parte noreste del municipio abarcando una parte del Cañón del Sumidero viajando principalmente por la carretera al Sumidero (Fig. 3.2., zona C).

A lo largo del recorrido se observaron calizas tipo mudstone-wackestone con algunos límites de textura packstone con fragmentos de fósiles de conchas, ambas texturas tenían lapiaz. Al inicio de la carretera los estratos tienen una orientación de 135° aproximadamente con una inclinación que va desde los 20° hasta los 72°, este cambio en la pendiente se deba a la interacción de la Formación Sierra Madre con la Falla Sinistral Tuxtla. Además, en la traza teórica de la falla, se encuentran una serie de fallas con orientación preferencial hacia el NE-SW con algunas fallas asociadas con orientación NW-SE, las fracturas asociadas que se observaron tienen una orientación de 100° con 81° de echado; gran parte de las fallas están rellenas de material molido y caliche.

Ya dentro de las calizas arrecifales que conforman al Cañón del Sumidero (Formación Sierra Madre) los estratos tienen una orientación preferencial hacia el sur con inclinaciones que van de 12° a 21° y que están cubiertos por una considerable capa de caliche aunque en algunos lugares se pueden observar lapiaz.

A lo largo de este recorrido se observó el comportamiento de la Falla Tuxtla con las calizas de la Formación Sierra Madre y la Formación Ocozocuatla, mostrando una discontinuidad entre estratos casi horizontales con estratos subverticales en una distancia de menos de medio kilómetro. Lamentablemente no se pudieron obtener más datos estructurales que corroboraran el sentido de la falla debido a la gran cantidad de vegetación y a la fuerte disolución que mostraban las calizas.

Zona D

En esta zona se estudió la parte suroeste del municipio a través de la carretera Emiliano Zapata hasta llegar al poblado de Vicente Guerrero (Fig. 3.2., zona D).

A través de dicha carretera se encuentran las lutitas de la Formación Méndez, a excepción de algunos afloramientos de calizas al suroeste de la meseta del Copoya en la unidad habitacional Real del Bosque. Las calizas, ligeramente plegadas, tienen textura wackstone, espesores de 30 cm con estratos de lutitas entre ellas y una orientación definida a diferencia de las lutitas deformadas que las rodean.

Viajando hacia el sur, se encuentra el anticlinal Suchiapa de orientación NW-SE y que está conformado, a diferencia de lo que se encuentra en la bibliografía, por calizas, areniscas y lutitas (formaciones Ocozocuatla y Méndez). Las calizas son de tipo packstone con una ligera pigmentación naranja, contienen fragmentos de fósiles de gran tamaño y presentan estilolitas paralelas a la orientación lo cual es un indicio de los esfuerzos compresivos que formaron el anticlinal, así como una gran cantidad de fracturas y ligera deformación de los estratos.

Las areniscas que se encuentran cerca de núcleo del anticlinal son de color gris, soportadas por granos de tamaño fino a medio, compuestas de lutita y caliza en una matriz calcárea, en estratos de 35 cm y con delgados estratos limosos/arcillosos. Por otro lado, las lutitas calcáreas son de color gris y afloran en estratos muy delgados a través del camino que se dirige al basurero municipal. Una vez llegando al poblado de Vicente Guerrero solo se pueden apreciar calizas grainstone con grandes fragmentos de fósiles arrecifales.

Durante este recorrido se definió a detalle la litología del anticlinal Suchiapa aunque no se pudieron obtener datos de otro flanco debido a la dificultad del camino. Además, se rectificó la deformación que presentan las lutitas debajo de la meseta del Copoya así como el riesgo que presentan varias unidades habitacionales que están construyendo sobre las lutitas o sobre los derrubios.

Zona E

En la zona E se estudió la parte sur del municipio atravesando la meseta del Copoya sin llegar al poblado de Suchiapa (Fig. 3.2., zona E).

A lo largo de la carretera al Copoya se encuentran derrubios de matriz arcillosa calcárea con fragmentos sub-angulosos de caliza y lutita de menor tamaño y con mucha mayor alteración.

Ya llegando al mirador, se pueden observar las calizas packstone-grainstone casi horizontales en estratos de hasta 60 cm con estratos de areniscas limosas de la formación Copoya, todo cubierto por una considerable capa de caliche. Los límites arenosos que se encuentran en el Cristo del Copoya presentan granos finos soportados por una matriz calcárea color naranja, están bien redondeados, bien seleccionados y su composición es de fragmentos de caliza, fragmentos de roca y algunos granos de calcita.

El flanco sur de la meseta presenta calizas packstone en las partes altas pero, conforme se avanza hacia las lutitas, la caliza tiene una textura mudstone y empieza a haber estratos delgados de lutitas en lugar de areniscas; lo cual indica un cambio en la cantidad de energía que había en el paleoambiente y que el contacto entre las formaciones puede ser de tipo transicional.

Durante este recorrido se observó que la meseta del Copoya está localizada justo en la línea de charnela de un sinclinal muy abierto, para corroborarlo se necesita más información estructural, lamentablemente la maleza y la falta de acceso no lo permiten. También se pudo observar la gran cantidad de unidades habitacionales que están siendo construidas sobre los derrubios del Copoya.

Zona F

En la zona F se recorrió la parte este del municipio viajando principalmente por la carretera Internacional y la carretera a Salvador Urbina (Fig. 3.2., zona F). A lo largo del recorrido se observó un cambio en la litología de calizas mudstone, en estratos de 10 a 30 cm con lentes de pedernal e intercaladas con límites de 15 cm de lutita calcárea (Formación Jopabuchil), a lutitas calcáreas de color pardo con algunos estratos de areniscas calcáreas y margas (Formación Méndez). El contacto, de tipo angular, entre estas dos unidades estratigráficas se puede observar en el cruce del Libramiento Sur Oriente y la carretera a Salvador Urbina así como a unos cuantos metros del puente Belisario Domínguez.

También se observó que las calizas de la Formación Jopabuchil aparecen cortadas por una serie de fallas laterales de tipo lateral derecha con orientación 220° con un echado de hasta 87° presentando espejos de falla, gauge de falla y en algunos casos cristales de calcita, así como fracturas asociadas subverticales rellenas de óxidos de orientación 05° .

En la Formación Méndez, se encuentra una sucesión de lutitas con estratos de areniscas ligeramente deformadas formando sinclinales y anticlinales pequeños así como pequeñas fallas laterales e inversas; indicando esfuerzos compresivos NNW-SSE. Normalmente las lutitas se encuentran coronadas por derrubios compuestos por una matriz arcillosa calcárea de color blanco con fragmentos sub-angulosos de calizas y lutitas que van de tamaños muy pequeños hasta bloques de más de 5 m, todo cubierto por una capa de caliche.

Durante este recorrido se pudo definir el contacto entre las formaciones a detalle así como se pudo observar la deformación de las lutitas y el comportamiento y composición de los derrubios.

Capítulo 4: Geofísica

La geofísica es la disciplina que se encarga del estudio de la Tierra desde el punto de vista de las propiedades físicas de los materiales que componen a las rocas. Siendo una disciplina experimental, usa métodos cuantitativos físicos como la atracción magnética, radioactividad y en el caso de este trabajo, la física de reflexión y refracción de ondas mecánicas provocadas por métodos naturales como sismos o inducidas por el hombre.

En este trabajo se usó la sismología, la cual estudia las vibraciones naturales del terreno y señales sísmicas generadas de forma artificial para poder estudiar el comportamiento de los materiales en el subsuelo y la interacción que existe entre ellos. Para esto, se usó una de las técnicas para estimar efectos de sitio con registros de microtemores (técnica de Nakamura) (Ordoñez-Alfaro, 2013), siendo éstos las vibraciones constantes en la Tierra generados por actividad humana o fenómenos naturales. Sin olvidar que el efecto de sitio es la modificación de una señal sísmica debido a la influencia de las condiciones geológicas (como el tipo de roca, la porosidad o la dureza) y consiste en la amplificación de dicha señal en varios ordenes de magnitud (Fig. 4.1.).

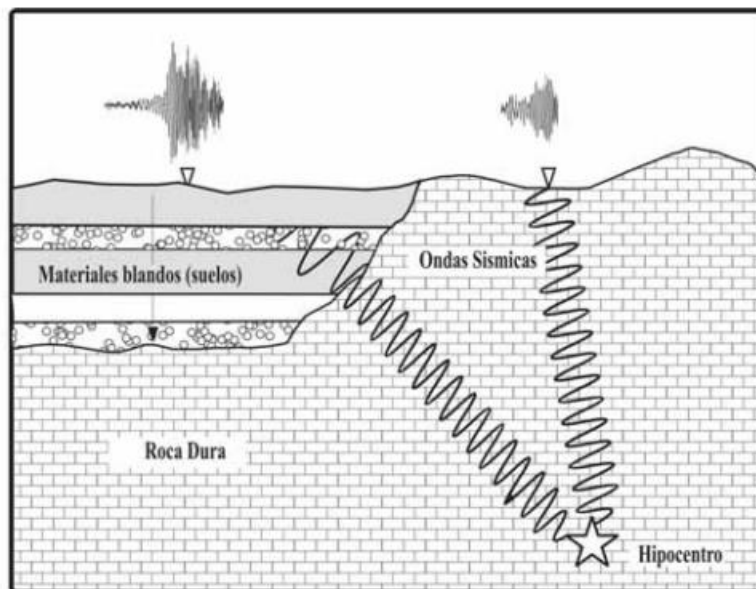


Fig. 4.1. Esquema representativo del efecto de sitio.

4.1 Mapa de microzonificación de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez

Ordoñez-Alfaro, J.A., en 2013, generó un mapa de microzonificación sísmica a partir del comportamiento dinámico del terreno en términos de periodos de vibración (Fig. 4.1.). Los periodos de vibración simbolizan el tiempo en el que la señal sísmica se repite, y su variación indica una discontinuidad en las propiedades físicas del subsuelo en la zona que se está estudiando. Este mapa divide el área en tres diferentes zonas:

Zona con efecto de sitio (amarillo): Esta zona corresponde a la región baja del centro, oriente, poniente y sur de la ciudad. En esta zona existe efecto de sitio con periodos de 0.1, 0.2, 0.3 y 0.4s., debido a los depósitos aluviales de la región. La peligrosidad de esta zona es considerable debido al efecto de amplificación que generan las arcillas pertenecientes a los depósitos aluviales.

Zona Estable (azul): Esta zona corresponde a la región alta de la ciudad (Norte y Sur), donde aflora la roca caliza. En estas zonas no existe efecto de sitio debido a que hay roca firme con pocos suelos.

Zona de deslizamiento y efecto de sitio (rojo): Esta zona corresponde a la región de laderas y derrumbes de la zona sur de la ciudad. El efecto de sitio con periodos de 0.3, 0.4 y 0.5 s. en esta zona se asocia a la existencia de una capa de entre 5 y 10 m compuesta por los materiales derivados de deslizamientos previos; así como una segunda capa compuesta por materiales similares derivados de la meteorización de las lutitas subyacentes. Esta zona es la más peligrosa debido a su inestabilidad y capacidad para amplificar los efectos sísmicos.

Una vez clasificadas las zonas de interés, se puede observar que la zona de deslizamiento y efecto de sitio (rojo) está estrechamente ligada a los derrubios, y por lo tanto, a la magnitud de la pendiente, así como a la disposición de los estratos de las lutitas; de tal manera que las zonas con mayor pendiente (flanco oeste de la mesa del Copoya) muestran un área menor que las zonas con pendientes bajas (flanco norte y nor-este de la mesa del Copoya). También se aprecia que la zona norte de la ciudad no presenta efecto de sitio debido a la exhumación de las calizas.

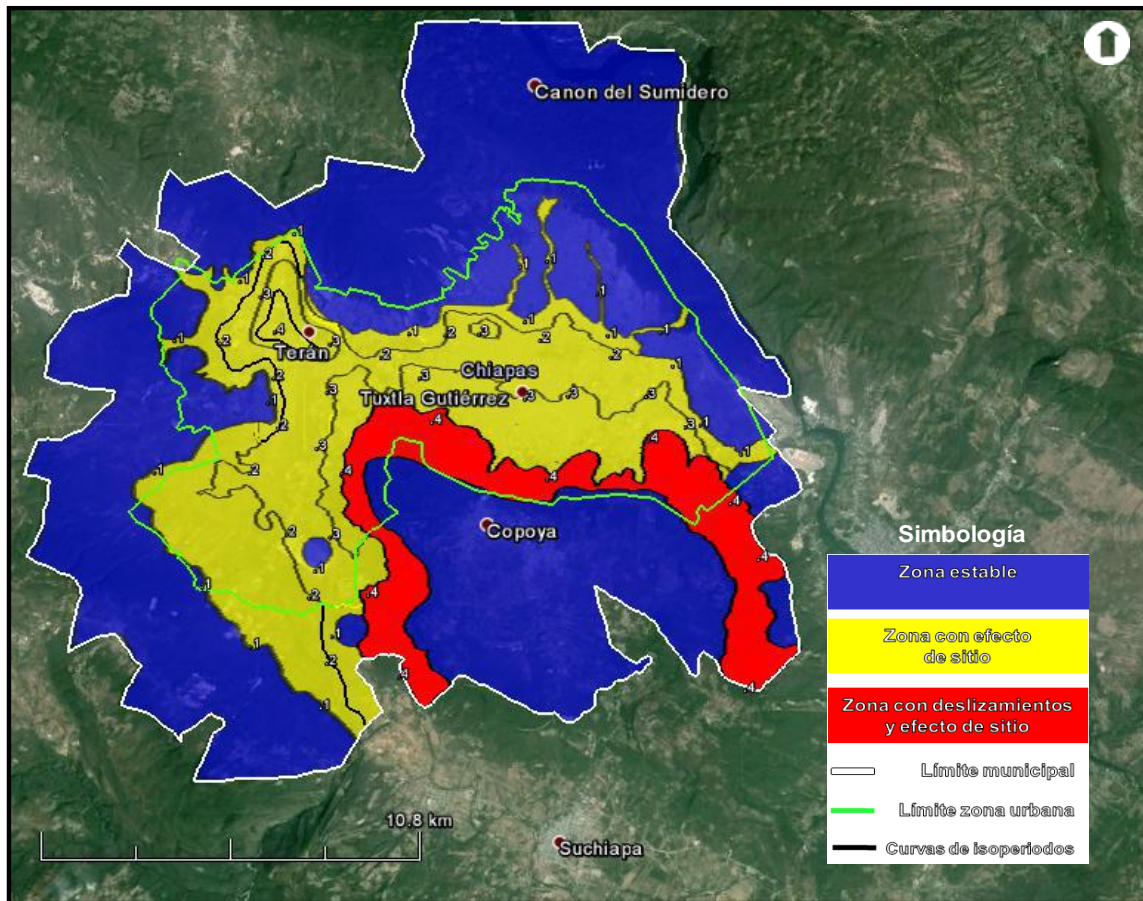


Fig. 4.1. Mapa de isoperiodos y microzonificación sísmica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (Ordoñez-Alfaro, 2013). Los tipos de terreno están limitados por las curvas de igual periodo; se muestra de color azul la zona estable, de color amarillo la zona con efecto de sitio y de color naranja la zona de riesgo.

4.2 Sondeos geotécnicos

En la ciudad, se tiene registro de 3 unidades litológicas inspeccionadas a través de recorridos de campo además de contar con propiedades mecánicas y dinámicas en 34 sondeos de exploración geotécnica que la empresa Geortec S.A. de C.V. gentilmente proporcionó (Fig. 4.2.2). Siendo éste el arreglo de la secuencia (Fig. 4.2.1.):

Una capa de entre 5 y 10 m. compuesta por los materiales derivados de deslizamientos previos, está representada por arenas gruesas compuestas por fragmentos de lutita, calizas y areniscas de tamaños entre gravas y hasta boleos. Esta capa es la que representa mayor riesgo para la población debido a la inestabilidad de su composición y a que está sobre una capa de lutitas meteorizadas.

Una segunda capa de espesor variable compuesta por fragmentos derivados de la meteorización de la lutitas subyacentes, se diferencia de la primera por su mayor competencia geomecánica.

Por último, a las capas anteriormente mencionadas les subyace una capa compuesta por lutitas competentes de color gris verdoso, de la cual se perforaron hasta unos 20 m sin encontrar su base.

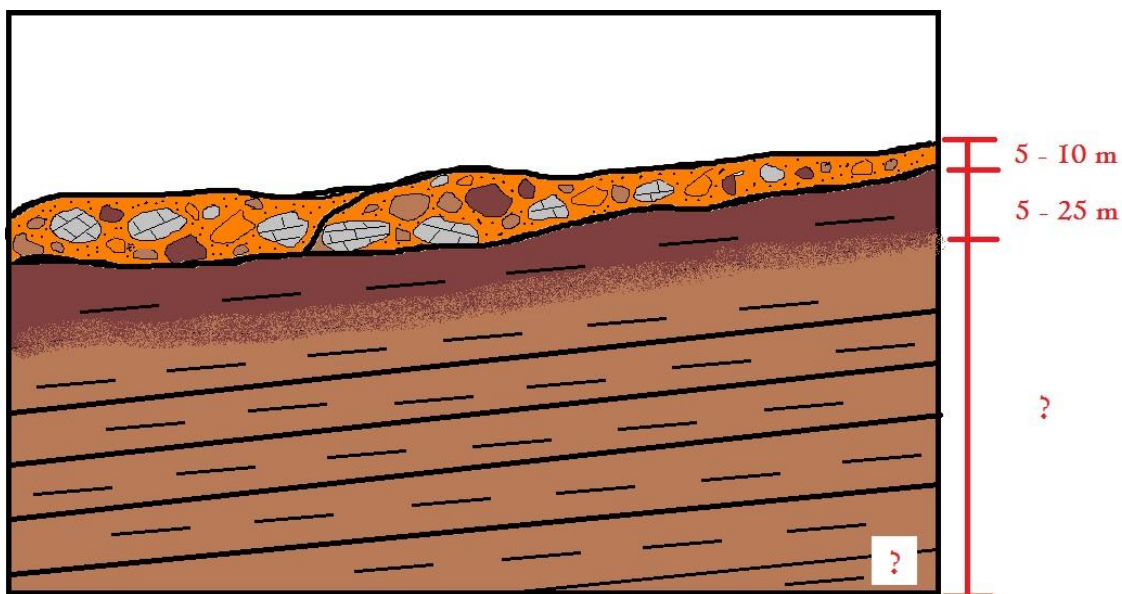


Fig. 4.2.1. Esquema general del arreglo litológico obtenido con los sondeos geotécnicos. Los primeros 5 a 10 m se componen de materiales derivados de deslizamientos previos, los siguientes 5 a 25 m están compuestos de lutitas alteradas y finalmente se pueden encontrar hasta 20 m de lutitas sanas.

OBRA : Proyecto Cauce de Copayo				FECHA : Abril-08											
LOCALIZACION: Col. Copayo de la Ciudad de Tarija Gobierno, CBSPC.				SONDEO No: SPM-1											
ESTRATIGRAFIA DEL SUELO			PENETRACION		CONTENIDO DE AGUA		MUESTRA								
PROF. (M.)	PERFIL	SUCS	CLASIFICACION Y DESCRIPCION	ESTANDAR No. DE GOLPES	LMITE LIQUIDO (L.L.)	LMITE PLASTICO (L.P.)	RESULTADO DE ENSAYES		NUMERO Y TIPO	OBSERVACIONES					
				00 100 200 300 400 500			F	X	G	Tm	RDD	Cls	qs		
1.00			0,00 a 5,00												
2.00			Roca caliza												
3.00			fracturada de color beige												
4.00															
5.00															
6.00			5,00 a 7,00												
7.00			Roca caliza alterada de color beige												
8.00			7,00 a 8,00 Roca arenisca de color café												
9.00															
10.00			8,00 a 14,50 Roca caliza alterada de color beige												
11.00															
12.00															
13.00															
14.00															
15.00															
16.00			14,50 a 20,00 Roca arenisca de color café												
17.00															
18.00															
19.00															
20.00															

NOMENCLATURA		SIMBOLOGIA	
RDD Índice de calidad de la roca (%)	Cl. Clasificación	Nq	muestreador
qm Capacidad de carga (Mpa)	qu. Capacidad de carga (Mpa)		
ym Peso volumétrico (gr/cm ³)	SPT Penetración estándar	BRX	Barril rotatorio
Dr Densidad relativa %			

	Arcilla/Lutita
	Arena
	Grava
	Boleros
	Limo
	Roca arenisca y/o granito

ING. SERGIO ENRIQUE FARRERA ORDOÑEZ	ING. FREDDY NANGUELU HERNANDEZ
-------------------------------------	--------------------------------

Fig. 4.2.2. Ejemplo de registro de sondeo de exploración geotécnica proporcionado por Geortec S.A. de C.V.

4.3 Modelos sísmicos

Además del mapa de microzonificación, los estudios sísmicos fueron manejados para la generación de modelos unidimensionales. Los modelos unidimensionales son representaciones gráficas resultantes del cálculo de las Funciones de Transferencia Teóricas usando el método de Haskell (Ordoñez-Alfaro, 2013), el cual utiliza características de los estratos como espesor, velocidad de propagación de ondas, densidad y amortiguamiento (características planteadas con base en un modelo estratigráfico previamente diseñado a partir de información geológica y geotécnica)(Ordoñez-Alfaro, 2013) para desarrollar un modelo matemático representativo del lugar estudiado usando profundidades estimadas (Fig. 4.3.1.)y mostrando los valores de las velocidades de corte para cada uno de los estratos y el espesor aproximado de éstos; los espesores fueron corroborados con los datos obtenidos en los sondeos geotécnicos de la empresa Geortec S.A. de C.V..

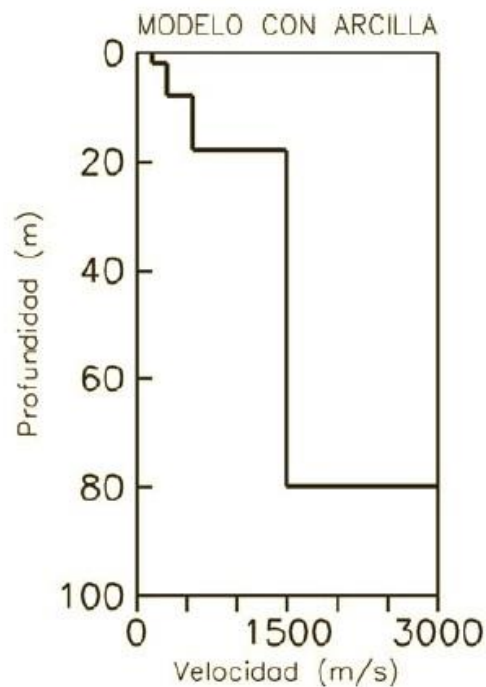


Fig. 4.3.1. Ejemplo de modelo unidimensional. (Ordoñez-Alfaro, 2013)

Analizando los modelos, se generaron un par de secciones geológicas tentativas que muestran las profundidades aproximadas de las unidades litológicas y una posible correspondencia con las unidades litoestratigráficas del lugar (Fig. 4.3.2.).

En general, se trata de una capa de lutitas de un espesor de entre 160 y 250 m pertenecientes a la *Formación Méndez*, que es coronada por depósitos aluviales, derrubios y/o suelos residuales, que sobreyace a un gran paquete de calizas de más de 500 m de espesor pertenecientes al Grupo Sierra Madre. Las lutitas tienen un espesor variable pero éste se adelgaza hacia la meseta del Copoya hasta desaparecer en los sondeos ubicados en el Cristo del Copoya, justo en el contacto de la formación Copoya; este efecto puede originarse por un adelgazamiento de las lutitas o por una discontinuidad posiblemente de tipo angular.

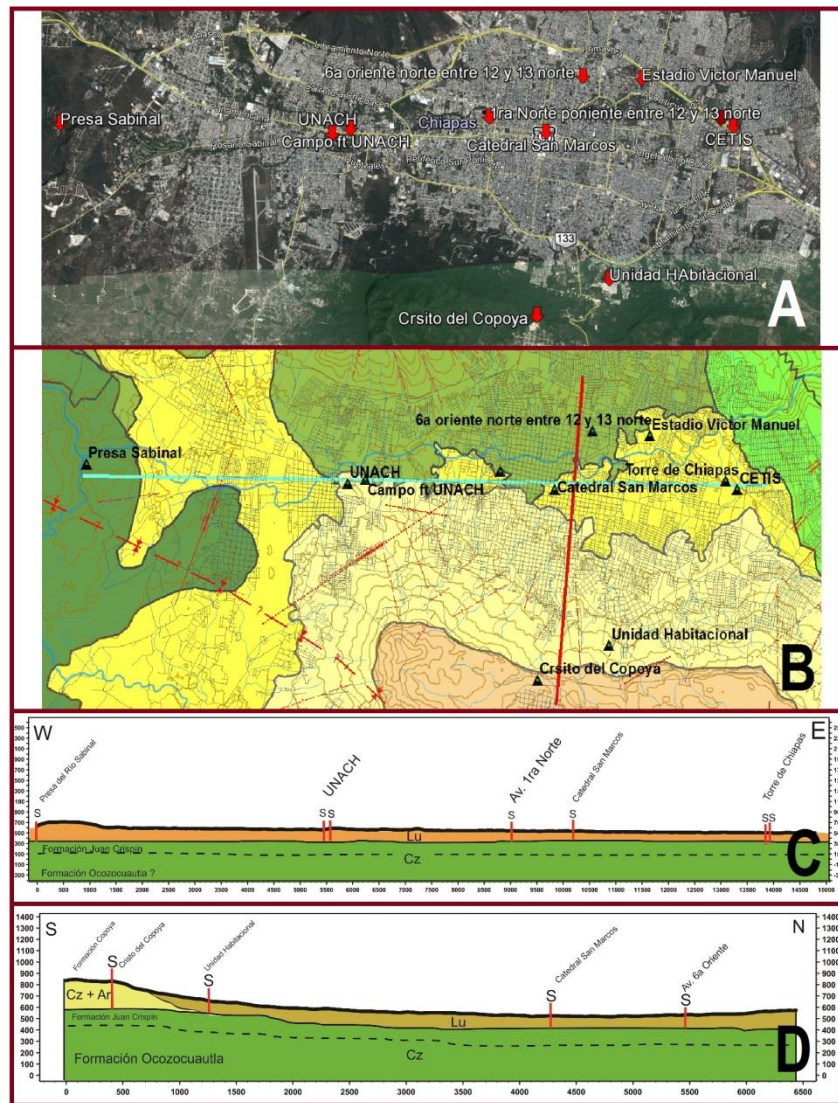
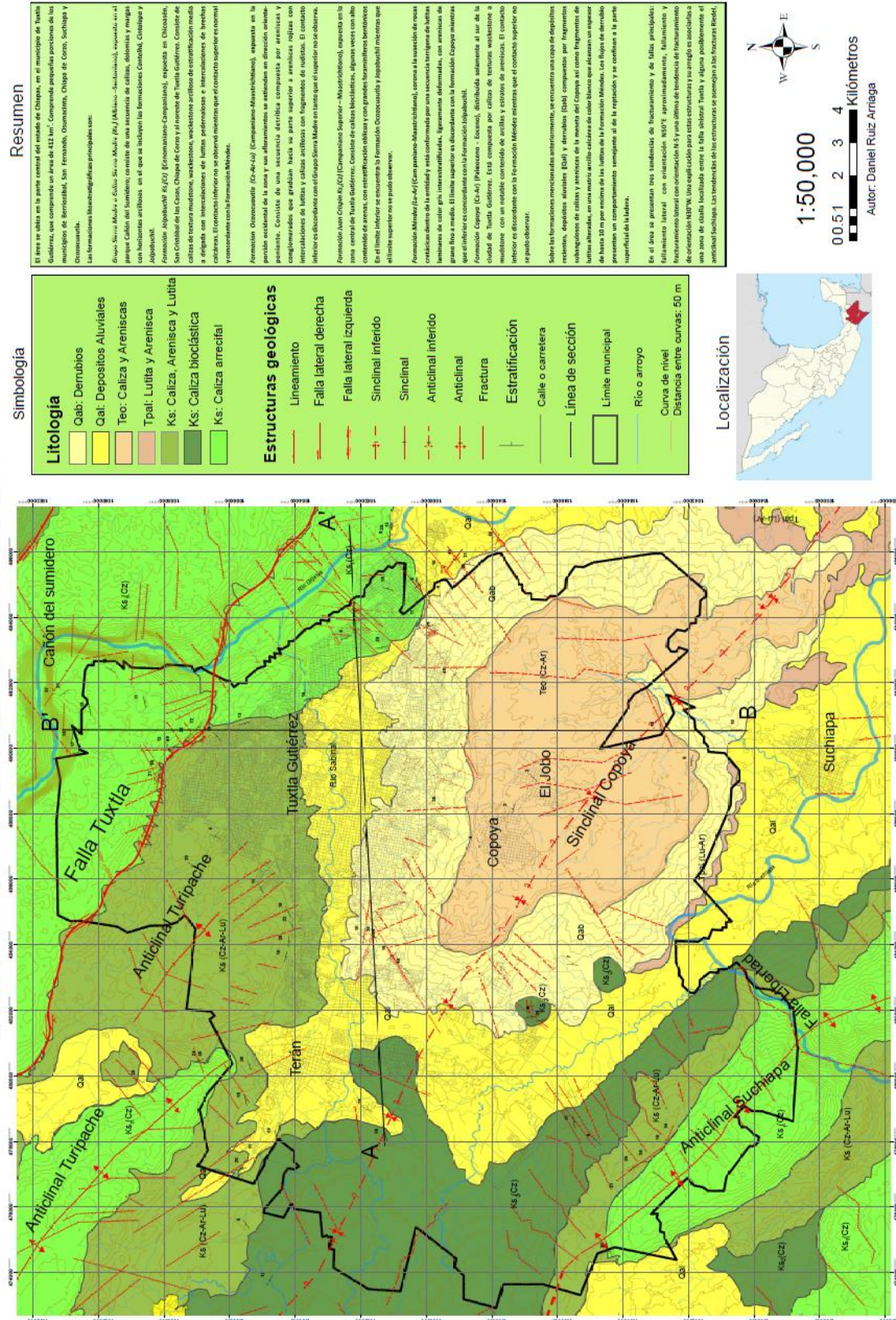


Fig. 4.3.2. Secciones geológicas generadas a partir de modelos unidimensionales y sondeos (S). La sección superior corresponde a la línea azul del mapa y la sección inferior corresponde a la línea roja.

Capítulo 5: Mapa geológico de Tuxtla Gutiérrez

Mapa Geológico del Municipio de Tuxtla Gutiérrez



Resumen

El área se ubica en la parte central del estado de Chiapas, en el municipio de Tuxtla Gutiérrez, que comprende un área de 412 km². Comprende pequeñas porciones de los municipios de Beriochilán, San Fernando, Comandante, Chapa de Corzo, Santiago y Comasagua.

Las formaciones litológicas principales son:
 Grupo Sierra Madre o Cumbre Sierra Madre (Jm) (Areniscas - bioclasticas), representado en el presente Catálogo del Sumidero, consistiendo de una sucesión de calizas, dolomitas y margas con areniscas y arcillas, en el que se incluyen las formaciones Comandante, Chapa y San Fernando.
 Formación Nahuatán (N) (C) (Estratocarbónicas), expuesta en Chicholote, San Cristóbal de las Casas, Chapa de Corzo y el noroeste de Tuxtla Gutiérrez. Consiste de calizas de tectura eoclástica, wackstone, wackstone arcillosa de estratificación media a débil, con intercalaciones de lutitas, pelécticas y laminaciones de arenitas carboníferas. El contacto inferior no se observó, mientras que el contacto superior es normal y concordante con la Formación Miraflores.

Formación Ocosingo (O) (C) (Campaniano-Maastrichtiano), expuesta en la porción occidental de la zona y sus afloramientos se extienden en dirección este-noroeste. Consiste de una sucesión de lutitas arenosas y areniscas con conglomerados que gradúan hacia la parte superior a areniscas rojizas con intercalaciones de lutitas y calizas arcillosas con fragmentos de rudistas. El contacto inferior es discordante con el Grupo Sierra Madre en tanto que el superior no se observó.

Formación Miraflores (M) (C) (Campaniano-Maastrichtiano), conforma la base de la sucesión de rocas carboníferas dentro de la zona y está conformada por una sucesión de lutitas arenosas y areniscas con conglomerados que gradúan hacia la parte superior a areniscas rojizas con intercalaciones de lutitas y calizas arcillosas con fragmentos de rudistas.
 Formación Copoyá (C) (A) (Palaoceno - Eoceno), distribuida solamente al sur de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez. Está conformada por calizas de tectura wackstone a mudstone con un notable contenido de arcillas y estratos de areniscas. El contacto inferior es discordante con la Formación Miraflores mientras que el contacto superior no se pudo observar.

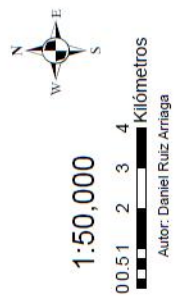
Sobre las formaciones mencionadas anteriormente, se encuentran una capa de depósitos recientes, depósitos aluviales (Qal) y derrubios (Qab) compuestos por fragmentos subangulosos de calizas y areniscas de la meseta del Copoyá así como fragmentos de lutitas ahorradas, en una matriz arcillo-calizosa de color blanco que alcanzan un espesor de hasta 20 m por encima de las lutitas de la Formación Miraflores. Los flujos de derrubios presentan un comportamiento semejante al de la reptación y se combinan a la parte superficial de la lutita.

En el área se presentan tres tendencias de fracturamiento y de fallas principales: fallamiento lateral con orientación N80°E aproximadamente, fallamiento y fracturamiento lateral con orientación N35°E y una zona de fracturamiento de fracturamiento N100°W. Una explotación para esta estructura se muestra en un croquis a escala de 1:50,000. Una explotación para esta estructura se muestra en un croquis a escala de 1:50,000. Una explotación para esta estructura se muestra en un croquis a escala de 1:50,000.

Simbología

- #### Litología
- Qab: Derrubios
 - Qal: Depósitos Aluviales
 - Teo: Caliza y Areniscas
 - Tpa: Lutita y Arenisca
 - Ks: Caliza, Arenisca y Lutita
 - Ks: Caliza bioclastica
 - Ks: Caliza arenadial

- #### Estructuras geológicas
- Lineamiento
 - Falla lateral derecha
 - Falla lateral izquierda
 - Sincinal inferior
 - Sincinal
 - Anticinal inferior
 - Anticinal
 - Fractura
 - Estratificación
 - Calle o carretera
 - Línea de sección
 - Límite municipal
 - Río o arroyo
 - Curva de nivel
 - Distancia entre curvas: 50 m



5.1 Resumen

El área se ubica en la parte central del estado de Chiapas, en el municipio de Tuxtla Gutiérrez, que comprende un área de 412 km². Comprende pequeñas porciones de los municipios de Berriozábal, San Fernando, Osumacinta, Chiapa de Corzo, Suchiapa y Ocozocuatla.

Las formaciones litoestratigráficas principales son:

Grupo Sierra Madre o Caliza Sierra Madre (Ks₁) (Albiano –Santoniano), expuesto en el parque Cañón del Sumidero; consiste de una secuencia de calizas, dolomías y margas con horizontes arcillosos en el que se incluyen las formaciones *Cantelhá*, *Cintalapa* y *Jolpabuchil*.

Formación Jolpabuchil Ks₁(Cz) (Cenomaniano-Campaniano), expuesta en Chicoasén, San Cristóbal de las Casas, Chiapa de Corzo y al noreste de Tuxtla Gutiérrez. Consiste de calizas de textura mudstone, wackestone, wackestone arcilloso de estratificación media a delgada con intercalaciones de lutitas pedernalosas e intercalaciones de brechas calcáreas. El contacto inferior no se observó mientras que el contacto superior es normal y concordante con la Formación Méndez.

Formación Ocozocuatla (Cz-Ar-Lu) (Campaniano-Maastrichtiano), expuesta en la porción occidental de la zona y sus afloramientos se extienden en dirección oriente-poniente. Consiste de una secuencia detrítica compuesta por areniscas y conglomerados que gradúan hacia su parte superior a areniscas rojizas con intercalaciones de lutitas y calizas arcillosas con fragmentos de rudistas. El contacto inferior es discordante con el Grupo Sierra Madre en tanto que el superior no se observa.

Formación Juan Crispin Ks₂(Cz) (Campaniano Superior – Maastrichtiano), expuesta en la zona central de Tuxtla Gutiérrez. Consiste de calizas bioclásticas, algunas veces con alto contenido de arenas, con estratificación oblicua y con grandes foraminíferos bentónicos. En el límite inferior se encuentra la Formación Ocozocuatla y Jolpabuchil mientras que el límite superior no se pudo observar.

Formación Méndez (Lu-Ar) (Campaniano-Maastrichtiano), corona a la sucesión de rocas cretácicas dentro de la entidad y está conformada por una secuencia terrígena de lutitas laminares de color gris interestratificadas, ligeramente deformadas, con areniscas de grano fino a medio. El límite superior es discordante con la formación *Copoya* mientras que el inferior es concordante con la Formación Jolpabuchil.

Formación Copoya (Cz-Ar) (Paleoceno - Eoceno), distribuida solamente al sur de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez. Está compuesta por calizas de texturas wackestone a mudstone con un notable contenido de arcillas y estratos de areniscas. El contacto inferior es discordante con la Formación Méndez mientras que el contacto superior no se pudo observar.

Sobre las formaciones mencionadas anteriormente, se encuentra una capa de depósitos recientes, depósitos aluviales (Qal) y derrubios (Qab) compuestos por fragmentos subangulosos de calizas y areniscas de la meseta del Copoya así como fragmentos de lutitas alteradas, en una matriz arcillo-calcárea de color blanco que alcanzan un espesor de hasta 10 m por encima de las lutitas de la Formación Méndez. Los flujos de derrubio presentan un comportamiento semejante al de la reptación y se confinan a la parte superficial de la ladera.

En el área se presentan tres tendencias de fracturamiento y de fallas principales: fallamiento lateral con orientación N50°E aproximadamente, fallamiento y fracturamiento lateral con orientación N-S y una última de tendencia de fracturamiento de orientación N30°W. Una explicación para estas estructuras y su arreglo es asociarlas a una zona de cizalla localizada entre la falla sinistral Tuxtla y alguna posiblemente el anticlinal Suchiapa. Las tendencias de las estructuras se asemejan a las fracturas Riedel, que son sets de fracturas que se desarrollan en una zona de deformación frágil.

5.2 Secciones Geológicas

Con la información recopilada en campo se generaron 2 secciones geológicas orientadas de forma perpendicular entre sí pero que al mismo tiempo atraviesen la ciudad de Tuxtla Gutiérrez para proyectar la distribución de las unidades litoestratigráficas a profundidad.

Sección A-A'

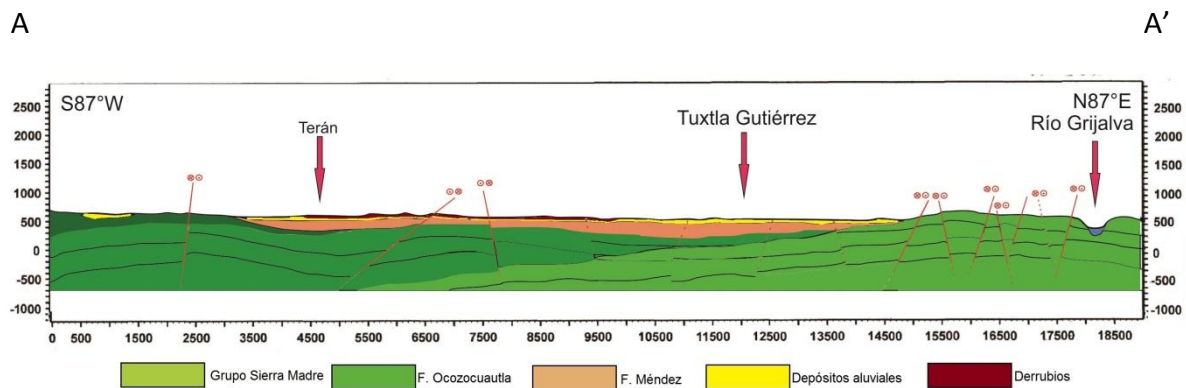


Fig. 5.2.1. Sección geológica de orientación W-E.

Esta sección atraviesa las ciudades de Terán y Tuxtla Gutiérrez con una orientación N87°E hasta llegar al Río Grijalva.

El principal rasgo que interpretado en este corte es la discordancia que hay entre la Formación Jopabuchil (perteneciente al Grupo Sierra Madre) y la Formación Ocozocauitla. Ambas formaciones, junto con las lutitas, se encuentran ligeramente deformadas y subyacen a la formación Juan Crispín que aflora en la parte oeste del corte.

Las estructuras que se observan son principalmente fallas laterales izquierdas con fracturas asociadas. Aquellas que se encuentran cerca del Río Grijalva son los conjuntos de estructuras que mejor se acoplan con los Planos de Riedel, ya que están aflorando, mientras que otras solo se pueden inferir basándose en que se trata de una zona de cizalla.

Las fallas que se encuentran cerca de Terán son también de tipo sinistral pero tienen una orientación diferente, indicando que pertenecen a otro set de fracturas.

Sección B-B'

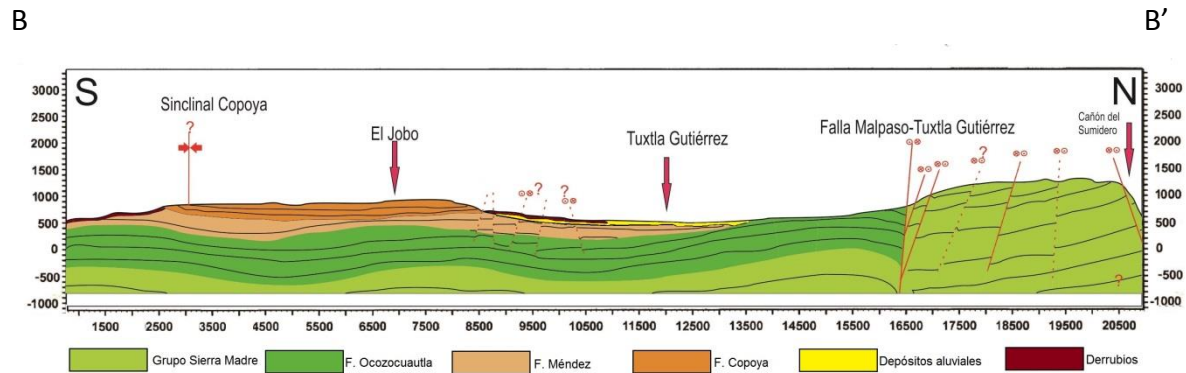


Fig. 5.2.2. Sección geológica de orientación S-N

Esta sección atraviesa la ciudad con una orientación N-S cortando la meseta del Copoya y parte del parque del Cañón del Sumidero.

El rasgo principal que se interpreta en este corte es la discontinuidad de las calizas ligeramente basculadas del Grupo Sierra Madre asociada a la falla sinistral Tuxtla, así como a las fallas y fracturas asociadas con esta estructura cuya profundidad se desconoce. En la parte central y sur del corte, las calizas del Grupo Sierra Madre y la Formación Ocozocuatla así como las lutitas se presentan ligeramente plegadas.

Otros rasgos inferidos de gran importancia son una serie de fracturas y pequeñas fallas sinistralas al norte de la meseta del Copoya, estas estructuras están posiblemente asociadas a la Falla Tuxtla y su presencia explica la generación de los derrubios.

La meseta del Copoya presenta estratos casi horizontales en la mayor parte de su extensión, a excepción de la zona sur que presenta una ligera inclinación de 17° hacia el norte, relación que se puede interpretar como un sinclinal muy abierto.

Capítulo 6: Discusión y Conclusiones.

En este capítulo, se compara el mapa obtenido con versiones cartográficas previas. Para comparar los resultados obtenidos (D), se usaron 3 cartas geológicas diferentes: A) Mapa Geológico de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, escala 1:50,000 (Ordoñez-Alfaro, 2013); , B) Carta Geológico-Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11, Chiapas y Oaxaca, escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (Martínez, 2005) y C) Carta Geológica del Estado de Chiapas, escala 1:50,000 del Instituto de Geología de la U.N.A.M. (López-Ramos, 1980) (Fig. 6.1.).

Los cuatro mapas presentan características generales muy similares como lo son la diferenciación litológica de la meseta del Copoya, la delimitación de la Falla Tuxtla y los anticlinales Turipache y Suchiapa. Todos estos rasgos se pueden obtener mediante fotointerpretación y análisis de curvas de nivel, pero con el estudio realizado se encuentran diferencias en las estructuras como el anticlinal Suchiapa que proponen el S.G.M. y el I.N.E.G.I. (Fig. 6.1. C y D), así como la cabalgadura que pasa justo a través de Tuxtla Gutiérrez y Terán, y las fosas cársticas que propone Ordoñez-Alfaro (2013), estructuras que no se observaron en campo. (Fig. 6.1. B).

Uno de los rasgos que difieren de los resultados obtenidos es el Anticlinal Suchiapa, ya que se trata sólo de un anticlinal asimétrico compuesto por calizas, areniscas calcáreas y lutitas; a diferencia de los otros mapas que lo reportan como un anticlinal recostado formado solamente por calizas y/o dolomías y que incluso está cabalgando secuencias cretácicas, estructura que no se observó en campo (Fig. 6.1. C y D).

Los límites entre las unidades litológicas son ligeramente diferentes de los resultados obtenidos, haciendo énfasis en la delimitación del Grupo Sierra Madre, al noreste de Tuxtla Gutiérrez y que se extiende hasta Chiapa de Corzo; también la Formación Ocozocautla que es representada en las otras cartas como calizas y lutitas tiene una mayor extensión (Fig. 6.1. B, C y D). También, gracias a los análisis de los estudios sísmicos, se delimitó de manera más precisa el área que corresponde a los depósitos recientes (aluviales) y sobre los cuales una parte de la ciudad se encuentra edificada. Además se observa que hay una diferenciación litológica en los mapas en la base de la meseta del Copoya donde diferencian a las lutitas de los derrubios pero mencionando a éstos últimos como limolitas y areniscas del paleógeno (Fig. 6.1. C y D), mostrando así que se trata de una unidad litoestratigráfica bien consolidada. En el caso de Ordoñez-Alfaro (Fig. 6.1. B) que los define como derrubios, la extensión que cubren es menor que la que se obtuvo en este estudio. La delimitación de los derrubios es de gran importancia ya que son zonas estructuralmente muy inestables y de espesores considerables donde una gran parte de la

ciudad está edificada, además de se trata de depósitos recientes que están cambiando constantemente.

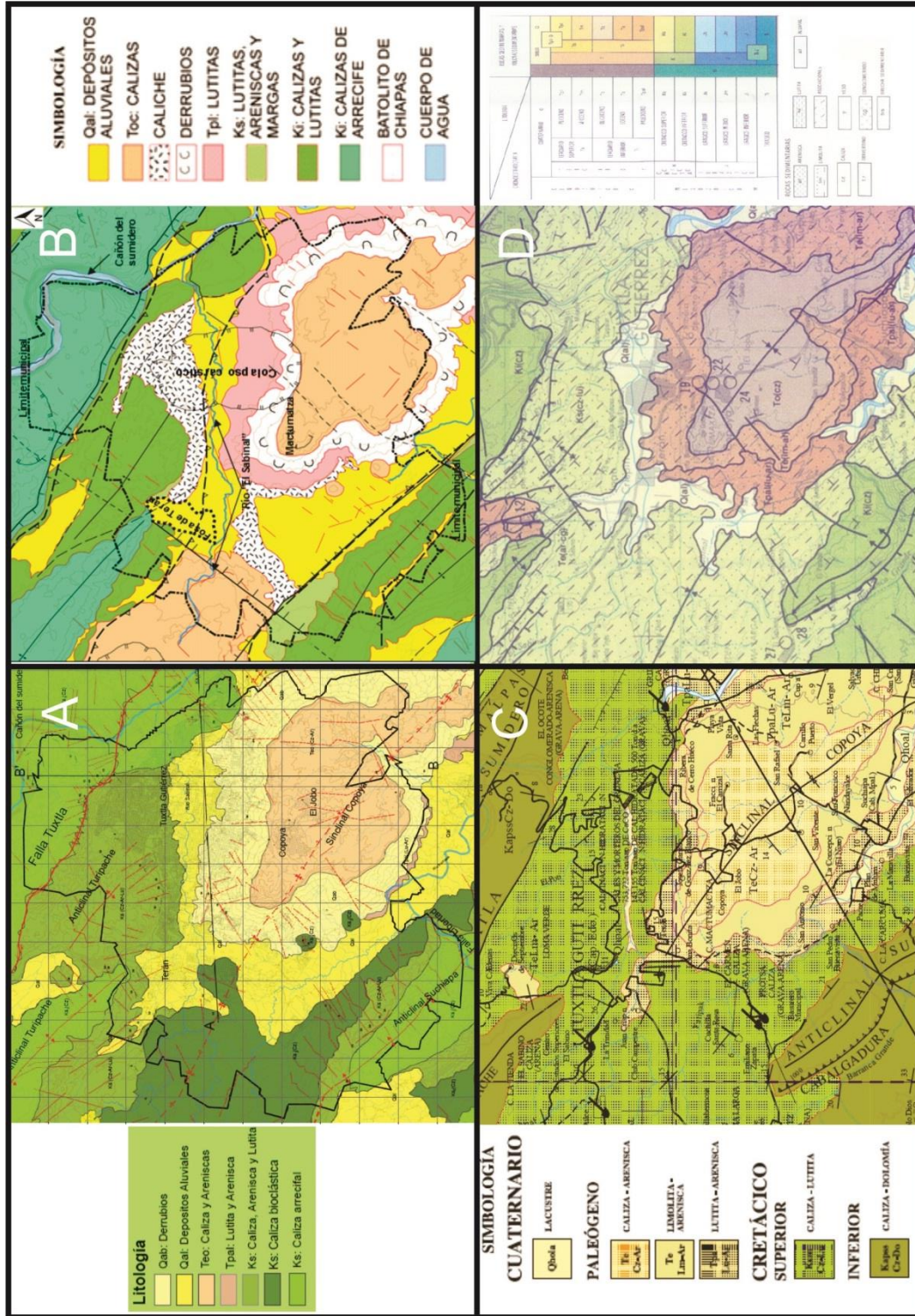


Fig. 6.1. Área de estudio reportada en cartas geológicas de diferentes dependencias. A) Carta resultante de este trabajo, B) Ordoñez (2013), C) S.G.M. y D) I.N.E.G.I.. En esta figura se observan diferencias como colapsos cársticos, cabalgaduras y delimitaciones litológicas; así como similitudes en estructuras geológicas.

Por otra parte, los atributos que no se encuentran en las cartas previas son las fallas laterales y fracturas asociadas al modelo estructural propuesto (Planos Riedel), que se observan a grande y pequeña escala (Fig. 6.1. A). Estas estructuras son importantes ya que se encuentran tanto en las calizas como en las lutitas y favorecen la meteorización de las rocas, sobre las cuales se edifica la ciudad y cuya inestabilidad puede generar sucesos que pongan en peligro a la población. Para una mejor definición del sistema de Planos Riedel se recomienda realizar una campaña de campo enfocada exclusivamente a la descripción y análisis del fracturamiento observado en el municipio.

A partir de los resultados obtenidos, se recomienda que las autoridades a cargo del crecimiento urbano regulen la urbanización en las zonas que abarcan los derrubios haciendo énfasis en aquellas que están en las laderas más inclinadas de la meseta del Copoya. Para solucionar esto, se recomienda planificar el desarrollo de la ciudad de tal manera que crezca hacia el sur y suroeste de Terán, apoyándose siempre en un mapa de microzonificación urbana (Ordoñez-Alfaro, 2013).

En conclusión, se generó un mapa a detalle escala 1:50000 de tipo geológico-estructural mediante la aplicación de conocimientos geológicos auxiliados con software, fotografías satelitales y recorridos en campo; así como con el apoyo de información sismológica y de análisis de resultados directos de perforación. Exponiendo así la optimización de proyectos en Ciencias de la Tierra mediante la participación de diferentes disciplinas, con el fin de prevenir pérdidas humanas y monetarias después y durante la planificación de las zonas urbanas.

Referencias.

- Böse, E. (1905). "Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco". Instituto Geológico de México, Boletín vol. 20. pp. 5-100
- Campa-Uranga, M.F., y Coney P.J. (1983). "Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico". Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20. pp. 1040-1051.
- Carfantan, J. Ch. (1976). "EL prolongamiento del sistema de fallas Polochic- Motagua en el sureste de México; una frontera entre dos provincias geológicas". Congreso Latinoamericano de Geología, III. Acapulco, México.
- Carfantan, J. Ch. (1981). "Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 5, núm. 2. pp. 207-216.
- Castro-Mora, J. (1999). "Monografía geológico minera del estado de Chiapas". Pachuca , Hgo: Consejo de Recursos Minerales: SECOFI, Coordinación General de Minería. pp. 30-70. 1 Mapa Escala 1:500,000
- Davis, G.H. y Stephen J., R. (1984). " Structural Geology of rocks and regions". John Wiley & Sons. pp.531-533.
- De la Llata-Romero, R. (1979). "Geología y tectónica del sureste de México, principalmente del norte de Chiapas". México: U.N.A.M., Instituto de Geología. pp. 11-25.
- De la Rosa Z., J. (1989). "Geología del estado de Chiapas". Tuxtla Gutiérrez, Chiapas: Comisión Federal de Electricidad, Subdirección de Construcción, Superintendencia de estudios, zona sureste. Pp. 23-118.
- Espíndola J.M. y Braile L.W. (1985). "Synthetic seismograms from a dislocation source by finite difference techniques". Geofísica Internacional.
- Figueroa, J., (1974). "Sismicidad en Chiapas", Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Fossen, H. (2010). "Structural Geology". Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom. pp. 359-363.
- González de Vallejo, Luis I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. (2004). "Ingeniería Geológica". Pearson Prentice Hall. Madrid, España. pp. 622-638.

Gutiérrez-Elorza, M. (2008). "Geomorfología". Pearson Prentice Hall. Madrid, España. pp. 233-244

Huggett-John, R. (2007). "Fundamentals of Geomorphology". Routledge Taylor & Francis Group. pp. 172-174.

I.N.E.G.I. (2006). Carta Topográfica Chicoasén E15C59, Chiapas. Escala 1:50,000. Dirección General de Geografía

I.N.E.G.I. (2006). Carta Topográfica Tuxtla Gutiérrez E15C69, Chiapas. Escala 1:50,000. Dirección General de Geografía.

I.N.E.G.I. (1985). Carta Geológica Tuxtla Gutiérrez E15-11, Chiapas. Escala 1:250,000. Dirección General de Geografía.

López-Ramos, E. (1980). Carta Geológica del Estado de Chiapas. Escala 1:500,000. Instituto de Geología de la U.N.A.M.

Lugo-Hubp, J. (1990). "El relieve de la República Mexicana". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista, vol. 9, núm. 1. pp. 82-111.

Maldonado, K. (1956). "Geología del mesozoico y estratigrafía pérmica del estado de Chiapas". México D.F.: Congreso Geológico Nacional. pp. 16-31.

Mandujano-Velásquez, J. y Vázquez-Meneses, M.E. (1996). "Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas". Boletín A.M.G.P., vol. XLV, núm. 1. pp. 20-45.

Martínez-Amador, H., Beltrán-Castillo, H.D., Fitz-Bravo, C., Rosendo-Brito, B., Tinajera-Fuentes, E. (2005). Carta Geológico- Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11, Chiapas y Oaxaca. Escala 1:250,000. Servicio Geológico Mexicano

McClay, K. (1987). "The mapping of geological structures". John Wiley & Sons West Sussex, England. pp. 104-108.

Michaud, F. (1987). "Stratigraphie et paleographie du mesozoique du Chiapa, sud est du Mexique". Paris: Université Pierre et Marie Currie. pp. 120-164.

Morán-Zenteno, D. J. (comp.)(s.f.). "Geología de la República Mexicana". Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. México. pp 74-84.

Moravec, D. (1983). "Study of the Concordia Fault System near Jerico, Chiapas, México". Arlington, Texas: University of Texas at Arlington. pp. 98-110.

Mulleried, F.K.G. (1957). "Geología de Chiapas". S. Ed. México. pp. 120-129.

Nakamura Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface". QR of RTRI, 30 No. 1, 25-33 pp.

Ordoñez-Alfaro, J.A. (2013). "Zonificación Geotécnica de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas". Tesis (Maestría en Ingeniería). Universidad Autónoma de Chiapas, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. pp. 14-31.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, S., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, A. F. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana Escala 1:2,000,000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Consejo de Recursos Minerales. México D.F.

Rabusa, R. (1895). "EL estado de Chiapas: Geografía y estadística, recursos del estado, sus elementos, condiciones de riqueza". México.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C. (1993). "Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico". Geological Society of America, Special Paper. pp. 278, 153.

Silva-Romo, G. y Mendoza-Rosales, C. C. (2009). "Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque Chortis". Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 26, núm. 1. pp. 165-176.

Suppe, J. (1985). "Principles of structural Geology". Princeton University. Englewood Cliffs, New Jersey. pp. 263-269.

Van Der Pluijm, B. A. y Marshak, S. (1995). "Earth Structure. An introduction to structural geology and tectonics". W.W. Norton & Company. United States of America. pp.178-184.

Waibel, L. (1946). "La Sierra Madre de Chiapas". México: Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. Pp. 17-36.

Weber, B., Hecth, L., Iriondo, A., Premo, W.R., Schaaf, P. (2006). "New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif". Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 96:253–269

Referencias Web:

“Atlas de peligros del estado de Chiapas”. Servicio Geológico Mexicano. Convenio de colaboración entre el Servicio Geológico Mexicano y la Secretaría de Seguridad Pública. <http://www.ceieg.chiapas.gob.mx/home/informacion-geografica/?maccion=15>, obtenido el 24 de junio del 2014.

El Colegio en la Frontera Sur, L.A.I.G.E. (2001 a). Carta fisiográfica del estado de Chiapas. <http://www.ecosur.mx/laige-1037/bases-geograficas/chiapas>, obtenido el 27 de febrero de 2014.

El Colegio en la Frontera Sur, L.A.I.G.E. (2001 b). Carta hidrográfica del estado de Chiapas. <http://www.ecosur.mx/laige-1037/bases-geograficas/chiapas>, obtenido el 27 de febrero de 2014.

Modelo Digital de Elevación. <https://earthdata.nasa.gov/>, obtenido el 20 de agosto de 2013.

Oyarzun, R. y Doblas, M. “Fallas y zonas de cizalla (parte1): aspectos generales”. <http://www.uclm.es/users/higueras/yymm/fallas/FallasPrimeraParte.htm>, obtenido el 15 de febrero de 2014.