



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“Interpretación paleoambiental de afloramientos del Paleozoico Superior, cercanos al poblado de Pemuxco, Hidalgo, como una contribución al conocimiento geológico del Anticlinorio de Huayacocotla.”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A

ESCUDERO MENDOZA ANGEL FRANCISCO

DIRECTOR DE TESIS

M. C. NOÉ SANTILLÁN PIÑA



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

A los que ya no están, pero siempre me acompañan. Porque con los años los entiendo y aprendo de ustedes, a la distancia y al destiempo de sus recuerdos. A mi papá y a mi hermano: Francisco y Pancho.

A mi mamá, Catalina. Por la vida, por el amor y por la paciencia. No me alcanzaría la vida, para agradecerle.

A mis hermanas: Argelia por ser mi otra mamá, y todo lo que ello implica: por entender mis tiempos y por estar siempre. Carmelita, gracias por haber crecido conmigo, por hacer lo que haces por mí y por las travesuras que tuviste que soportarme.

A mis hermanos: Cuitla y Tony, gracias por haberme presentado el fútbol y a los Pumas, tal vez sin ello nunca hubiera soñado que esto fuera posible.

A Fátima y Karol, gracias por ser mis hermanas, disculpen por todo. Las amo. A Mirnita, Jorge, Chari, Carlos, Ale, Chuco, Jenny, Ricky, Mayi y Sebastián, siempre los recuerdo.

A Mingo, gracias. Por las palabras y por el apoyo para mí, mi hermana y sobrinas. A Alelí, por formar parte de la familia.

A mis amigos Gaby, Jordyn, Piyo, Iván, Elide, Ambar, Eduardo.

A mis amigos y compañeros de Universidad. TODOS hicieron posible y amena esta estancia Universitaria.

Al Colectivo Altepee, gracias chamacos por enseñarme y aprender juntos de la vida, de la música y por creer que otro mundo es posible, un mundo donde quepamos todos.

Gracias a la BMACM (La brigada), por permitirme ser partícipe de la lucha y compromiso que tenemos los jóvenes universitarios con las comunidades más vulnerables de nuestro país. Porque “el pueblo a la Universidad”, pero sobre todo “la Universidad para el pueblo”.

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad, porque desde niño venir aquí fue un sueño. Gracias por ser generosa, por darme más de lo que soñé, por haberme permitido ver el mundo con otros ojos. Y a todos ustedes por ayudarme a seguir viendo el mundo con los propios, que son los míos y son los mismos que los suyos, los de la vida.

A la Dra. Patricia Velasco de León y al Proyecto PAPITT IN115417, por permitirme participar en este proyecto y por su apoyo.

Al Maestro Noé, por dirigir este trabajo, por la paciencia y por sus comentarios, siempre fueron de mucha ayuda.

A mis sinodales: Ing. Arcos, Ing. Arellano, y Dr. Aguayo, gracias por sus correcciones, sus comentarios y por sus clases.

Gracias a los que no mencioné que son muuuuuuchos, porque cada uno de ustedes han generado en mí un mar de aprendizajes, anécdotas y respeto por la Universidad, la Facultad, la Geología y por la vida. Todo ha sido gracias a ustedes, TODO

Contenido

Resumen	1
Abstract	2
Capítulo 1. GENERALIDADES	3
1.1. OBJETIVOS	3
1.2. METODOLOGÍA DE TRABAJO	3
1.3. FISIOGRAFÍA Y CLIMA.....	4
1.4. VÍAS DE ACCESO Y UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
1.5. TRABAJOS GEOLÓGICOS PREVIOS.....	8
Capítulo 2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	10
2.1. ESTRATIGRAFÍA	11
2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	23
2.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	31
Capítulo 3. GEOLOGÍA LOCAL.....	39
3.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE AFLORAMIENTOS.....	39
3.1.1. Afloramiento de Pemuxco-La Media Cuesta, Hidalgo.....	39
3.1.2. Afloramiento La Esperanza-Tepehuixco.....	42
3.2. ANÁLISIS DEL AFLORAMIENTO DE PEMUXCO-LA MEDIA CUESTA, HIDALGO	45
3.2.1. Medición de la columna estratigráfica.....	45
3.2.2. Petrografía de muestras representativas.....	48
3.2.3. Análisis sedimentológico-estratigráfico y características del ambiente de depósito	53
3.3. ANÁLISIS DEL AFLORAMIENTO DE LA ESPERANZA-TEPEHUIXCO, HIDALGO	57
3.3.1. Medición de la columna estratigráfica.....	57
3.3.2. Petrografía de muestras representativas.....	62
3.3.3. Análisis sedimentológico-estratigráfico y características del ambiente de depósito	70
3.4. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	76
CONCLUSIONES	79
BIBLIOGRAFÍA.....	80

Nunca te olvides de vivir

Resumen

En la región nororiente del Estado de Hidalgo, se localiza la zona sur de la macroestructura conocida como Anticlinorio de Huayacocotla que forma parte de la porción sur de la Sierra Madre Oriental; se estudiaron y describieron, litológica y estratigráficamente dos afloramientos del Pérmico Tardío pertenecientes a la Formación Tuzancoa como una contribución al conocimiento geológico-estratigráfico de dicha región.

Entre los poblados Pemuxco-La Media Cuesta y La Esperanza-Tepehuixco, Hgo., se midieron, describieron y analizaron con el apoyo petrográfico de 14 muestras, dos columnas estratigráficas de 170 m y 316 m respectivamente. A partir del análisis sedimentológico-estratigráfico en la columna estratigráfica Pemuxco-La Media Cuesta se reconocieron 6 litofacies (*Gruesa B-Cz, Arena A, Arena B, Fina A, Fina B y Fina Cz*) que corresponden con bloques de caliza con abundante contenido paleontológico, areniscas conglomeráticas hasta areniscas de granulometría fina, intercalaciones de areniscas de granulometría media-fina con gradación normal y lutitas. En La Esperanza-Tepehuixco se utilizó la clasificación y asociación de Facies de Mutti *et al.*, 1972, se reconocieron 5 litofacies: delgadas (*Facies A, B y E*), gruesas y caóticas (*Facies A, C y F*), y 2 derrames de lava (*basalto porfídico y gabro*); las rocas clásticas varían de lutitas, limolitas y areniscas que presentan gran cantidad de feldespatos y fragmentos líticos.

Las litofacies, las relaciones estratigráficas y las estructuras sedimentarias observadas sugieren como mecanismos de transporte a los flujos de escombros, de granos y flujos turbidíticos. Con base en el análisis anterior se propone que, en una somera plataforma clástica con bordes arrecifales aislados, se depositaron los sedimentos carbonatados (bloques de caliza de Pemuxco-La Media Cuesta. *Facies Gruesa B-Cz*), fueron removilizados y redepositados en áreas más profundas de la cuenca como en zonas de pendiente o cañones que favorecieron el desplazamiento de estos bloques y de los derrames de lava presentes en la columna de La Esperanza-Tepehuixco; en la que también según el modelo de Mutti *et al.*, 1972, las asociaciones de las facies caóticas y turbidíticas (*Facies A, B, C, E y F*) en esta columna, sugieren un ambiente de abanico submarino superior a medio.

Abstract

In the northwestern region of the State of Hidalgo, the southern zone of the macro-structure known as Anticlinorio de Huayacocotla is located, and is part of the southern portion of the Sierra Madre Oriental. Two outcrops of the Late Permian belonging to the Tuzancoa Formation were studied and described, lithologically and stratigraphically as a contribution to the geological-stratigraphic knowledge of that region.

Between the villages Pemuxco-La Media Cuesta and La Esperanza-Tepehuixco, Hgo., two stratigraphic columns of 170 m and 316 m, respectively, were measured, described and analyzed with the petrographic support of 14 samples. From the sedimentological-stratigraphic analysis in the Pemuxco-La Media Cuesta stratigraphic column, 6 lithofacies were recognized (*Gruesa B-Cz, Arena A, Arena B, Fina A, Fina B, and Fina Cz*) corresponding to limestone blocks with abundant paleontological content, conglomeratic sandstones up to sandstones of fine granulometry, sandstone intercalations of medium-fine granulometry, with normal gradation and shales. In La Esperanza-Tepehuixco we used the classification and association of Facies of Mutti et al., (1972), 5 lithofacies were recognized: thin (*Facies A, B and E*), thick and chaotic (*Facies A, C and F*), and 2 lava effusions (*porphyry basalt and gabbro*); the clastic rocks vary from shales, siltstones and sandstones that present a great quantity of feldspars and lithic fragments.

Lithofacies, stratigraphic relationships and observed sedimentary structures suggest how transport mechanisms for debris, grain and turbiditic flows. Based on the previous analysis, it is proposed that, in a shallow clastic platform with isolated reef edges, carbonate sediments (limestone blocks of Pemuxco-La Media Cuesta, Facies *Gruesa B-Cz*) were deposited, remobilized and redeposited in more deep of the basin as in slopes or canyons that favored the displacement of these blocks and the lava spills present in the La Esperanza-Tepehuixco column; in which also according to the model of Mutti *et al.*, (1972), the associations of the chaotic and turbiditic facies (*Facies A, B, C, E and F*) in this column suggest an environment of upper fan above medium.

Capítulo 1. GENERALIDADES

1.1. OBJETIVOS

1. Describir litológica y estratigráficamente los afloramientos del Pérmico Tardío estudiados en la región sur de la megaestructura conocida como Anticlinorio de Huayacocotla en el poblado de Pemuxco y La Esperanza, Hidalgo; como una contribución al conocimiento geológico-estratigráfico del área.
2. Interpretar el paleoambiente sedimentario de manera local, de 2 afloramientos pérmicos seleccionados, mediante la medición y análisis de 2 columnas estratigráficas ubicadas en las cercanías de los poblados Pemuxco y La Esperanza, Hidalgo, con apoyo de la petrografía de muestras de roca y contenido paleontológico reportado.
3. Proponer un modelo sedimentológico-estratigráfico local, fundamentado en el análisis de la información recolectada en campo, que contribuya al conocimiento geológico del Paleozoico Superior expuesto en el NE del Estado de Hidalgo (Anticlinorio de Huayacocotla).

1.2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

El presente trabajo se realizó como parte del proyecto PAPIIT con clave IN115417, cuya responsable es la Dra. Patricia Velasco de León

Para su realización, se llevó a cabo la siguiente metodología:

- Investigación Bibliográfica: se recopiló información bibliográfica del Anticlinorio de Huayacocotla, así como de las formaciones que afloran en la porción más próxima a donde se realizaron los levantamientos estratigráficos.
- Material de Apoyo: se ocupó diferente material cartográfico, el cual consta de dos cartas topográficas 1: 50 000, Calnali F14D52 y Zacualtipán F14D62 (INEGI, 2000);

- mapa geológico 1:250 000 de Pachuca, F14-11 (SGM, 1997); así como diversos mapas de fisiografía, municipios y carreteras de Hidalgo. Se utilizaron los programas “Q-Gis 2.18.2 Las Palmas” para la digitalización de la geología, “SedLog 3.1” e “Inskape” un editor de imagen para realizar el detalle de las columnas estratigráficas.
- Trabajo de campo: se realizaron diversas visitas a campo; 16-19 de febrero, 20-23 de abril, 25-27 de agosto de 2017, 26-28 de enero y 10-11 de marzo de 2018; en cada una de ellas los objetivos fueron distintos: reconocimiento geológico del área de estudio y selección de afloramientos que permitieran realizar levantamiento estratigráfico. Dichos levantamientos estratigráficos se realizaron entre los poblados de Pemuxco-La Media Cuesta y otro entre La Esperanza-Tepehuixco, en donde se tomaron muestras de mano representativas en cada uno de ellos para su posterior análisis petrográfico.
- Trabajo de Gabinete: se realizó una digitalización en Q-Gis, de la carta 1: 50 000 Zacualtipán F14D52 y de la zona de los dos afloramientos donde se realizaron los levantamientos estratigráficos con sus respectivas formaciones geológicas. Se digitalizaron las columnas estratigráficas mediante SedLog e Inskape. Se hizo la petrografía de las muestras recolectadas en campo y con base en la información, análisis de datos y evidencia en campo se propone una interpretación paleoambiental de la zona donde se realizó el presente trabajo.

1.3. FISIOGRAFÍA Y CLIMA

Los cuatro poblados entre los que se encuentran los dos afloramientos pertenecen al municipio de Tianguistengo, que es uno de los ochenta y cuatro municipios que conforman el estado de Hidalgo. Se localiza al norte del estado entre los paralelos 20° 40' y 20° 54' de latitud norte; los meridianos 98° 25' y 98° 41' de longitud oeste; con una altitud entre 300 y 2100 msnm (INEGI, 2017). Colinda al norte con los municipios de Xochicoatlán y Calnali; al este con el municipio Yahualica, al este y al sur con el estado de Veracruz de Ignacio de la Llave, también al sur y al oeste con el municipio de Zacualtipán de Ángeles; y al oeste Xochicoatlán (**Figura 1**).



Figura 1. División política del estado de Hidalgo, Tianguistengo en color rojo. 014: Calnali, 079: Xochicoatlán, 080: Yahualica, 081: Zacualtipán (INAFED 2016).

Fisiográficamente se encuentra dentro de la provincia de la Sierra Madre Oriental, dentro de la subprovincia Carso Huasteco (**Figura 2**). Su territorio es sierra (78.0%) y meseta (22.0%). Se encuentra posicionado en la región hidrológica del Pánuco (3.0%), en las cuencas del río Moctezuma, dentro de las subcuencas del río Calabozo (59.0%) y río Los Hules (41.0%) (INEGI, 2017B).

La Sierra Madre Oriental se sitúa al este de México, con una dirección NW-SE; inicia al sur de Texas y al norte de la ciudad de Monterrey; tiene un giro hacia el oeste y hacia el norte, la SMO se extiende hacia Veracruz hasta el contacto con el eje Neovolcánico. Las rocas sedimentarias de origen marino son las más habituales en su superficie; éstas sufrieron levantamiento y plegamiento siguiendo un eje con dirección aproximada sur-norte.

La subprovincia del Carso Huasteco limita al norte con las subprovincias Sierras y Llanuras Occidentales y Gran Sierra Plegada. En ella dominan rocas calizas, que al ser disueltas por el agua originan rasgos de carso-pozos, dolinas y grutas.

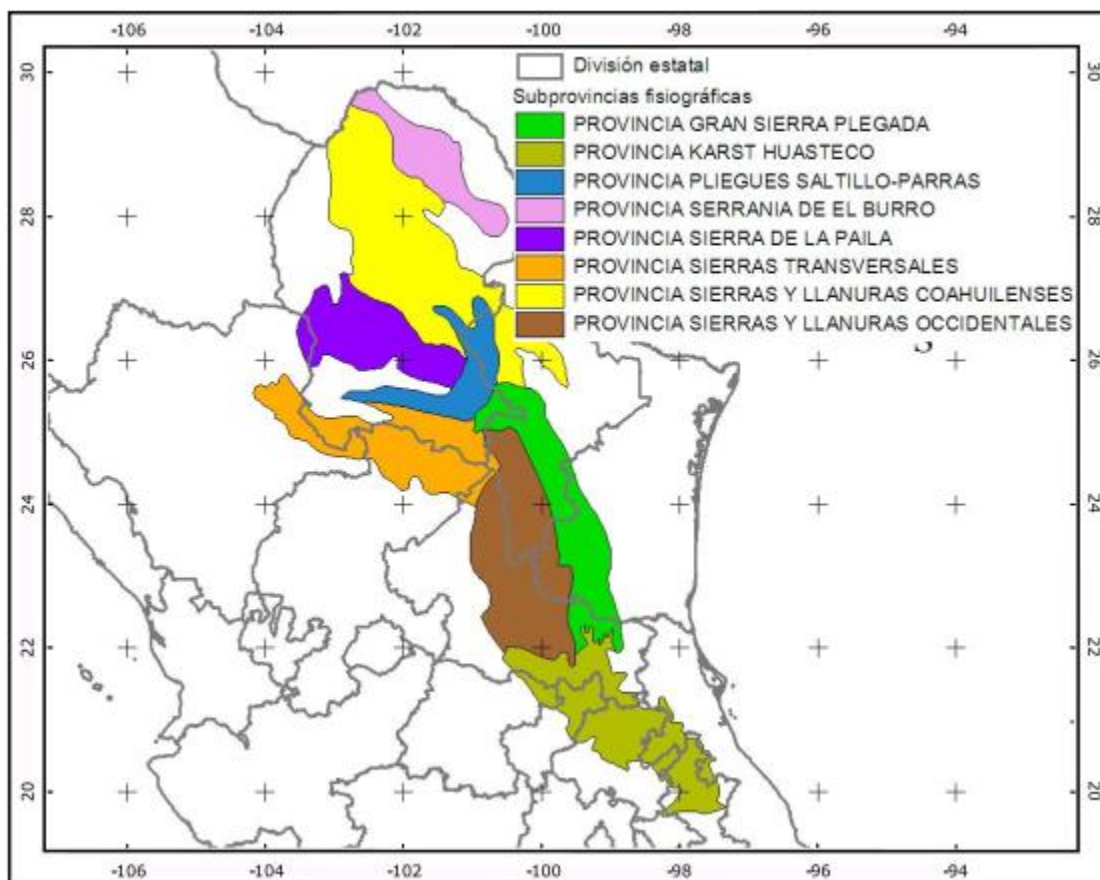


Figura 2. Provincia fisiográfica: Sierra Madre Oriental con sus subprovincias (INEGI, 1990).

Se presenta una diversidad de climas: templado húmedo con lluvias todo el año (48.0%), semicálido húmedo con lluvias todo el año (44.0%) y templado húmedo con abundantes lluvias en verano (8.0%). La temperatura media anual es de 12°C a 18°C, con una precipitación pluvial media de 1650 mm originando nublados gran parte del año, en invierno se registran heladas y nevadas siendo su periodo de lluvias de junio a octubre.

1.4. VÍAS DE ACCESO Y UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Desde Pachuca de Soto hacia la zona de los afloramientos, tomar la carretera México 105 Pachuca-Huejutla de Reyes; hacia Zacualtipán. Pasando Zacualtipán se llegará al entronque con el camino pavimentado a Tianguistengo, seguir dicho camino. Después se llegará a Tianguistengo, pasar el poblado y seguir por el camino Tianguistengo-Yatipán. Al seguir ese camino se encontrará Pemuxco en una desviación a la derecha (dirección SE). Si se continúa por el camino, se llegará al segundo afloramiento (**Figura 3**).

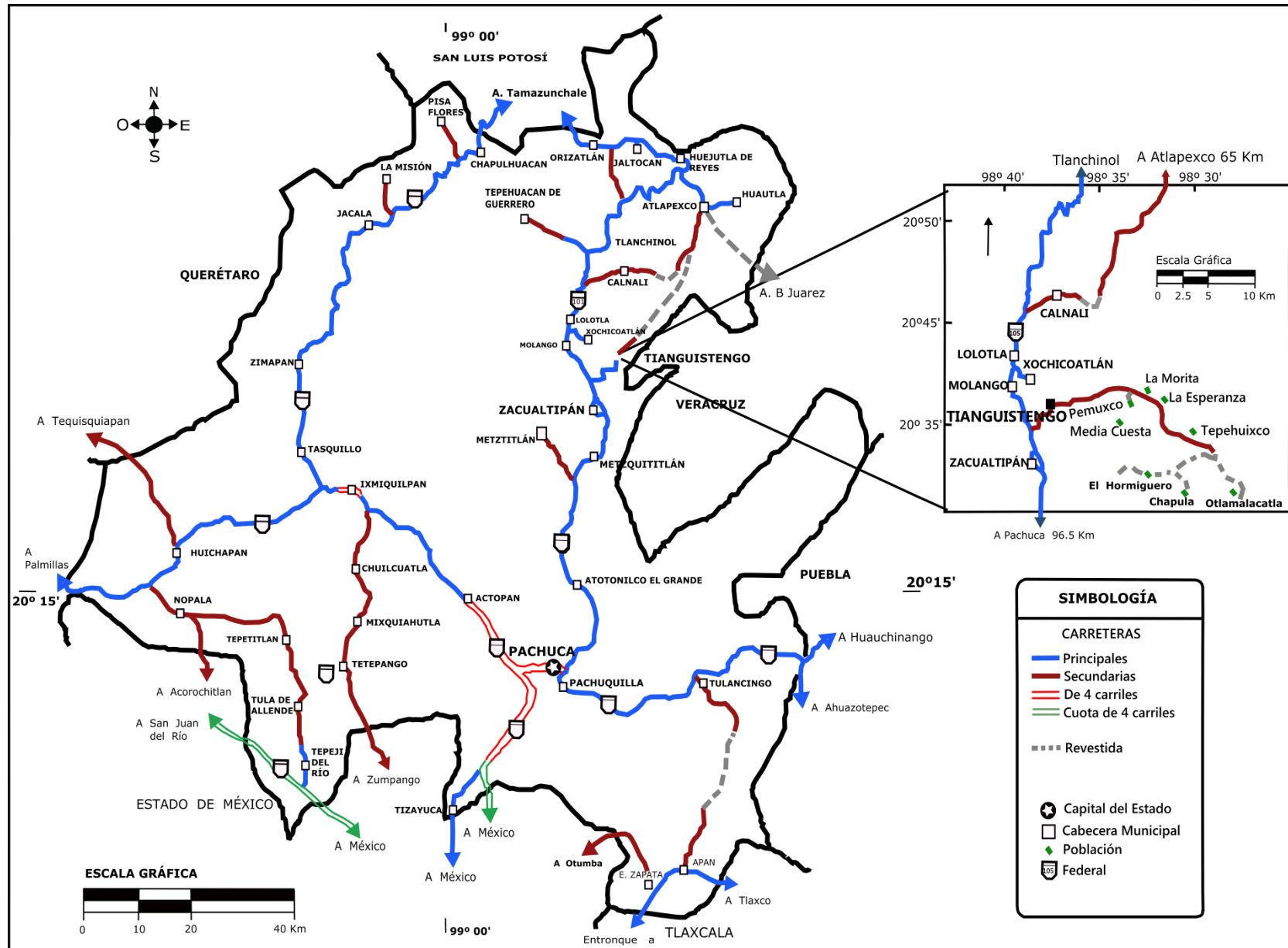


Figura 3. Vías de acceso a la zona de estudio (Obtenido y modificado de Ramírez-Santander, 2008).

1. GENERALIDADES | 1.4. Vías de acceso y ubicación del área de estudio

El afloramiento en el que se midió la primera columna estratigráfica se ubica en el camino de terracería entre los poblados de Pemuxco y La Media Cuesta, Hgo., dicho afloramiento está en una pendiente, puesto que Pemuxco está a mayor altitud que La Media Cuesta. El inicio de la primera columna sedimentaria se referenció en las siguientes coordenadas: 14Q545550, UTM 2292826. Altitud 1168 msnm.

La segunda columna estratigráfica medida se ubica en el camino pavimentado de Tianguistengo-Yatipán, entre los poblados La Esperanza y Tepehuixco. El inicio de la columna estratigráfica tiene las coordenadas: 14Q545802, UTM 2296984, a una altura de 1203 msnm.

1.5. TRABAJOS GEOLÓGICOS PREVIOS.

El anticlinorio de Huayacocotla ha sido estudiado y abordado por diversos autores, también con distintos objetivos. Por ello, la literatura es amplia y sin duda importante.

Del anticlinorio de Huayacocotla Von Kuegelgen (1958) es quien realiza la primera cartografía geológica y abarca la parte central del mismo. En ella delimita seis unidades estratigráficas: 1. Complejo Cristalino (Gneiss Huiznolapa), 2. Jurásico Inferior (F. Huayacocotla), aunque los primeros estudios que se realizaron en la formación pertenecen a Bosè, 1898 en *Léxico Estratigráfico 2012*; (Imlay *et al.*, 1953 en *Léxico Estratigráfico 2012*) la definieron como Formación Huayacocotla; 3. Jurásico Medio (F. Huizachal), también definida por Imlay *et al.* (1948); 4. Jurásico Superior, 5. Cretácico Inferior y, 6. Rocas Volcánicas terciarias.

Martínez-Pérez (1962) estudió la geología del área Zacualtipán-Tianguistengo, en la que es el primero en mencionar sedimentos marinos del Paleozoico (Formación Guacamaya) y lechos rojos del Triásico (Formación Huizachal) debajo de la Formación Huayacocotla.

Carrillo-Bravo (1961, 1965) realizó una serie de estudios donde redefine la Formación Huizachal; además, estableció la columna estratigráfica de la parte central y norte del anticlinorio y, describió la litología de las diferentes formaciones que ahí afloran, entre ellas la Formación Guacamaya del Pérmico.

Pérez-Ramos (1978) estudia la bioestratigrafía de los sedimentos paleozoicos del anticlinorio, interpreta paleoambientalmente la región de Tlahuelompa, Hgo., y documenta la existencia de fusulínidos del Paleozoico Superior. Brunner, 1984 en Buitrón *et al.*, 2017; en su catálogo de microfósiles del Paleozoico constata la presencia de fusulínidos. Buitrón *et al.* (1987) describen las especies de crinoides procedentes de Calnali, Hgo.

Ochoa-Camarillo (1996) en su estudio sobre la geología del Anticlinorio de Huayacocotla evalúa la deformación laramídica de las partes central y norte del anticlinorio. Con base en observaciones de campo considera primero la ocurrencia de tres eventos tectónicos: 1. Extensión en el Jurásico temprano-medio, 2. Plegamiento durante el Cretácico tardío y Eoceno, 3. Otro evento por extensión pos-pleiocénica. También, propone el nombre de Formación Tuzancoa. La cual es una secuencia vulcano-sedimentaria conformada por brecha volcánica con intercalaciones de lentes calcáreas con abundantes fusulínidos y crinoides. Además, Ochoa-Camarillo *et al.* (1997, 1998) mediante el estudio de las rocas del Jurásico en Molango mencionan que el Inferior está representado por la Formación Huayacocotla, Medio por la Formación Cahuassas (capas rojas) que se depositó en una planicie aluvial continental arriba de la línea de supramarea y por la Formación Tepexic de ambiente transicional. También, mencionan la presencia de braquiópodos y crinoides de afloramientos del Paleozoico de la región.

Vachard *et al.* (1997) describieron la estratigrafía y el contenido biótico de localidades paleozoicas de las cercanías de Pemuxco. Arellano-Gil *et al.* (1998), caracterizaron las facies y la evolución tectónica de las formaciones pérmico-jurásicas de la región de los poblados Pemuxco y Jalapa en el Estado de Hidalgo. Rosales-Lagarde *et al.* (1997) informaron sobre la existencia de fusulínidos y crinoides en esta región. Rosales-Lagarde *et al.* (2005) propusieron formalmente para esta región una nueva formación que fue denominada Formación Tuzancoa. Buitrón-Sánchez *et al.* (2017) describen cinco especies de crinoides recolectados en afloramientos de la Formación Tuzancoa del Pérmico en la región de Pemuxco, Hgo. La presencia en dichos afloramientos del fusulínido *Skinnerella*, en el mismo nivel que los crinoides, precisa la edad del Pérmico Inferior (Leonardiano) para esta secuencia.

Capítulo 2. GEOLOGÍA REGIONAL

La historia y desarrollo del Estado de Hidalgo se ha generado en gran medida, gracias a la industria minera. La tradición minera de esta entidad cuenta con un historial de, por lo menos, 500 años. La ciudad de Pachuca, capital del estado, es una de las más antiguas del país y fue fundada a partir de la actividad minera que se desarrolló en sus cercanías.

Existen crónicas desde tiempos de la colonia (1682), en la que explican el descubrimiento de la primera veta de plata. Desde entonces, parte de la geología y minería del estado de Hidalgo ha sido conocida por los estudiosos de las Ciencias de la Tierra.

Contemporáneamente, hay estudios geológicos más formales; aun así, tan antiguos como el de Mullerried (1850), donde mostró características fisiográficas y geológicas. Por su cercanía a zonas petroleras en Veracruz, compañías inglesas realizaron estudios de exploración en la zona de Chicontepe (1884), que abarcaron el estado de Hidalgo.

La historia geológica del anticlinorio de Huayacocotla; al norte del Estado, es descrita formalmente a mediados del siglo pasado con autores como Von Kuegelgen (1958), Fries y Ricón-Orta (1965), Carrillo-Bravo (1961) y otros autores que han contribuido al entendimiento del anticlinorio. Es a partir de estos autores y, autores posteriores a éstos en los que se desarrolla el presente capítulo.

La estratigrafía e historia geológica de la región del Anticlinorio de Huayacocotla abarca desde finales del Proterozoico con el basamento que, cercano al área, es correspondiente con el gneis Huiznopala, hasta bien entrado el Neógeno con derrames basálticos del Plioceno que en la región corresponden con la Formación Atotonilco el Grande.

Debido a la amplitud de tiempo geológico en la región, podemos imaginar que la historia además de larga, es compleja. Pues, la tectónica y geología estructural están dadas por los diversos procesos y eventos geológicos a la que la región estuvo expuesta. Eventos que han desencadenado numerosos levantamientos, procesos de rifting, transgresiones y regresiones marinas que han incluso modificado la columna estratigráfica que alguna vez se formó.

A lo largo del capítulo se describe la evolución geológica más representativa de la región con base en la estratigrafía, geología estructural y la tectónica.

2.1. ESTRATIGRAFÍA

A continuación, se muestra la columna estratigráfica regional del noreste de Hidalgo (**Figura 4**), así como la descripción cronoestratigráfica de las formaciones que la componen.

2.1.1 Precámbrico

- Proterozoico
 - Meso-Neoproterozoico

GNEIS HUIZNOPALA

Descubiertas por Von Kuegelgen (1958), son las rocas más antiguas de la región, en una extensión aproximada de 26 km². Fries y Rincón-Orta (1965) las definen como Gneis Huiznopala, expuesto en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla; y considerando como localidad tipo los valles del Río Claro, los Arroyos Agua Salada, Acatepec y Arroyo Cutzalapa ubicados cerca del Pueblo de Huiznopala.

El Gneiss Huiznopala ha sido descrito como gneisses bandeados de facies granulita (Kuegelgen, 1958; Martínez-Pérez, 1962). Ochoa-Camarillo (1996) concluye que pertenecen a un ortogneis (granítico y gabroico) y un paragneis (calcáreo, pelítico y psamítico). Ortega *et al.*, (1997), hacen la primera mención de la presencia de metanortositas y gneisses gabroicos al NW del poblado Chipoco. Sin embargo, el complejo de Huiznopala puede dividirse en cuatro tipos de gneisses: 1. Paragneiss expuesto en el cauce del Río Agua Salada (localidad tipo) y sus afluentes, descrito como un gneiss psamítico con alto contenido en granate coexistiendo con feldespato alcalino. 2. Gneiss charnokítico, mostrándose en el socavón Coyoles perteneciente a la Compañía Minera Autlán en el Río Pilapa. 3. Gneiss granítico, aflorado en tres sitios al borde del Anticlinorio de Huayacocotla y; 4. Cuerpo gabro-anortosítico (?) al Norte del tajío Tetzintla (Mendoza-Espinosa, 2009).

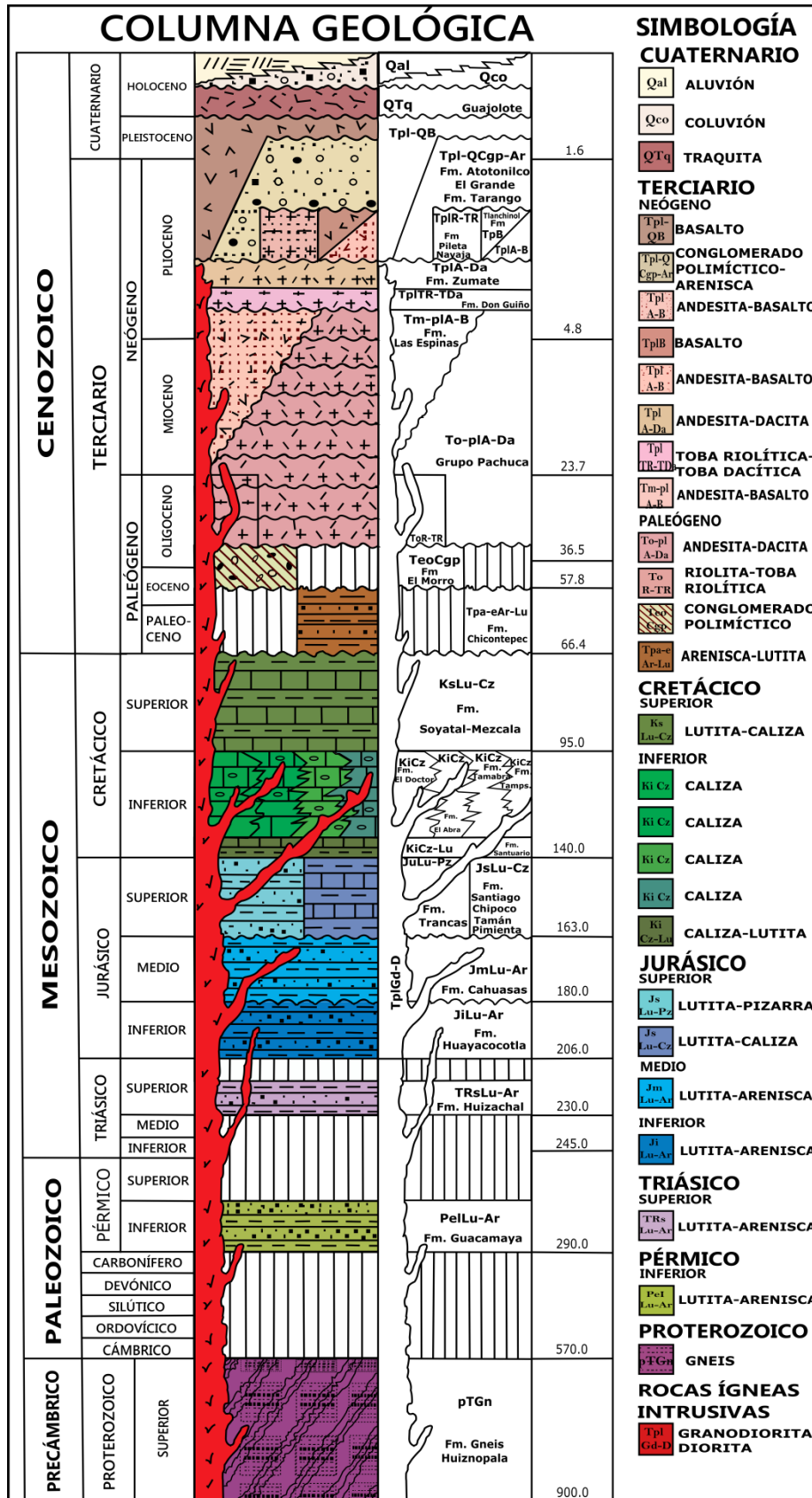


Figura 4. Columna estratigráfica del anticlinorio de Huayacocotla (Obtenida y modificada del SGM, 1997).

La edad de formación del protolito se considera de 1200-1150 Ma. (Fries y Rincón-Orta, 1965) y la deformación que le da la facies granulita se presenta 987 ± 3 Ma., que lo confirman con edad Greenvilliana (Ortega *et al.*, 1997).

La unidad está en contacto discordante con diversas formaciones, desde el Paleozoico con la Formación Tuzancoa, en Chapula (Rosales-Lagarde, 2002). En el Jurásico Inferior con la Formación Huayacocotla, en Otongo y Totonicapa. En el Jurásico Medio-Superior con las formaciones Tepexi, Santiago, Chipoco y Pimienta (área del Socavón Coyoles, Huiznopala, Socavón y Arroyo Jalpa, respectivamente). En el Cretácico Inferior con la Formación Tamaulipas Inferior, en Otlamalacatla y, en la mayor discordancia presente en el contacto con las rocas volcánicas del Cenozoico son las formaciones Tlanchinol y Atotonilco.

2.1.2 Paleozoico

- Pérmico Inferior
 - Wolfcampaniano-Leonardiano

FORMACIÓN TUZANCOA (Guacamaya)

Originalmente las rocas paleozoicas de la región Tianguistengo-Calnali, Hgo., fueron descritas por Carrillo-Bravo (1965) como la extensión sur de la Formación Guacamaya (Carrillo-Bravo, 1961), que es una sucesión sedimentaria del Pérmico Inferior expuesta al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Ochoa-Camarillo (1996) propone el nombre de Formación Tuzancoa para este equivalente de la Formación Guacamaya; además, reconociendo dos periodos estratigráficos paleozoicos, propone la Formación Otlamalacatla. Posteriormente, fue redefinida por Rosales-Lagarde (2002) como Formación Tuzancoa, notando que las dos formaciones están intercaladas y que constituyen una unidad. Autores como Carrillo-Bravo (1965), Arellano-Gil *et al.* (1998), Ortega-Gutiérrez (2002), etc., consideraron las rocas pérmicas expuestas en Tianguistengo-Calnali y Molango como pertenecientes a la Formación Guacamaya, sin embargo; con la propuesta de Ochoa-Camarillo (1996), Rosales-Lagarde (2002) y Rosales-Lagarde *et al.* (2005) se incluyen estas rocas dentro de la Formación Tuzancoa.

La sección tipo puede considerarse a la que se expone a lo largo del río Tlacolutla, entre los poblados Otlamalacatla y Chapula, Hgo. (Rosales-Lagarde, 2002). Se reconocieron cinco litofacies en esta sección (Rosales-Lagarde et al. 2005): 1. Flujos de lava y brecha, 2. Turbiditas siliciclásticas, 3. Turbiditas volcanoclásticas, 4. Flujos de detritos calcáreos y 5. Conglomerado de relleno de canal.

A lo largo de la sección se repiten las litofacies para formar una sucesión rítmica; sin embargo, la Facies 2 sólo se encuentra en la parte más inferior de la estratigrafía.

Esta unidad contiene abundantes fósiles del Pérmico, dándole una edad Wolfcampaniano-Leonardiano y un ambiente relacionando con subducción. En afloramientos cercanos al río Chinameca soporta en discordancia angular a las capas de la Formación Huizachal y está en contacto por falla con el Gneis Huiznopala. Sobre el camino Yatipán-Tianguistengo al oeste del poblado de Pemuxco, las rocas pérmicas soportan discordantemente a la Formación Huizachal y al este de Otlamalacatla están cubiertas, también discordantemente, por rocas del Jurásico Superior (Ochoa-Camarillo, 1996).

2.1.3 Mesozoico

- Triásico Superior

FORMACIÓN HUIZACHAL

Descrita inicialmente por Imlay *et al.* (1948), la sitúan a inicios del Jurásico Superior. Ha sido estudiada por diferentes autores: Mixon *et al.* (1959); Carrillo-Bravo (1961); Rueda-Gaxiola *et al.* (1993) y Montellano *et al.* (1996). Ampliamente expuesta en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, en el valle de Huizachal se encuentra su localidad tipo. Además de tener buenos afloramientos en el Cañón de la Boca; aflora en el anticlinorio de Huayacocotla.

En el Anticlinorio de Huayacocotla, rocas de la Formación Huayacocotla descansan en discordancia angular sobre los "lechos rojos", como fue denominada anteriormente la Formación Huizachal. El contacto inferior de esta secuencia se observa en los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y Huayacocotla, en Miquihuana y en el Anticlinorio El Jabalí. La Formación Guacamaya subyace discordantemente a la Formación Huizachal en el

Anticlinorio de Huayacocotla. Por su posición estratigráfica y su flora fósil Carrillo-Bravo (1961), le asigna una edad en el Triásico Tardío.

En la zona cercana a los anticlinorios, la formación consiste de una alternancia de rocas terrígenas, principalmente areniscas y conglomerados que alternan con lutitas y limolitas. Sólo en el Cañón de Huizachal y en Miquihuana, se presentan en la cima algunos horizontes de tobas riolíticas, riolitas y andesitas.

En el Anticlinorio de Huayacocotla, los componentes detríticos en las areniscas y conglomerados son predominantemente, derivados de rocas plutónicas, terrígenas y en menor cantidad de esquistos. Las condiciones ambientales, en que ocurrió el depósito seguramente fueron muy oxidantes, lo que propició la coloración característica de la formación, por gran contenido de hematita.

- Jurásico Inferior (Periodo)
 - Sinemuriano-Pleinsbachiano

FORMACIÓN HUAYACOCOTLA

La Formación Huayacocotla inicialmente fue estudiada por Díaz-Lozano (1916) y Burckhardt (1930). Formalmente descrita por Imlay *et al.* (1948) como una secuencia de lutitas con intercalaciones de arenisca, conglomerados y algunos lentes de caliza, proponen como localidad tipo a los afloramientos del río Vinasco, cerca de Huayacocotla, Veracruz. Erben (1956a, b) la divide, en la región de Huayacocotla, con base en contenido faunístico y litológico en nueve unidades.

1. Unidad con *Caroniceras pseudolyra*. Lutitas negro-azuladas, nódulos negros y localmente concreciones negras fosilíferas y lodolita gris-café.
2. Unidad con *Arnioceras geometricoide*. Lutita negra a gris oscura, incluye nódulos negros pequeños y lodolita gris-café.
3. Unidad con *Oxinoticerias*. Lutita gris, gris-café o verdoso, poco arenosa y arcillosa y nódulos oscuros arenosos.
4. Unidad con *Conchas*. Arenisca fina a media, gris-café o verdosa, de estratificación mediana. Arenisca de grano fino, gris, cuarcítica, limolita café con escasa lutita.

5. Unidad con *Pleurechioceras subdeciduum*. Limolita gris-café, lodolita con poca lutita gris oscuro. Presenta nódulos negros.
6. Unidad con *Pleurechioceras*. Litología similar al inciso 5, con un conglomerado basal de guijarros poco rodados con diámetro de 0.5-3 cm.
7. Unidad con *Echioceras burckhardti*. Lutita gris-oscuro a negruzco, con crucero en forma de lápiz. Limolita y lodolita oscura.
8. Unidad con *Microderoceras bispinatum altespinatum*. Lutita negra, negra azulada, con concreciones negras fosilíferas, limolita y lodolita.
9. Lutita con *Plantas*. Lutita y lodolita gris oscuro y negro, conteniendo restos de plantas. Arenisca alternando con lutita.

Schmidt-Effing (1980), en el área de Tenango de Doria, Hidalgo; redefine a la formación como Grupo Huayacocotla y distingue cinco eventos sedimentológicos.

a) Formación las Juntas. Constituida por lutitas negras con amonites y bivalvos índices; espesor aproximado de 300-500 m, del Sinemuriano Superior.

b) Formación Temazcalapa. Representada por secuencias alternantes de arenisca y limolita con características de turbiditas, espesor aproximado 300 m y del Sinemuriano.

c) Formación Despí. Constituida por lodolita y limolita, en la parte superior tiene intercalaciones laminares de arenisca de grano fino con limolita arenosa, espesor aproximado 300-350 m edad. Abundantes fósiles referidos al Sinemuriano Superior.

d) Formación Tenango. Consiste de limolita negra con abundantes amonoideos; espesor aproximado de 300-400 m y edad del Sinemuriano.

e) Capa con Plantas. Principalmente compuesta de limolita y arenisca, con abundantes restos de plantas continentales (hojas y tallos) y escasos fósiles marinos, con espesor aproximado de 200-250 m. Se le considera a como la cima del Jurásico Inferior, posible edad del Pliensbachiano.

La Formación Huayacocotla se encuentra siempre discordante, está suprayaciendo al Gneiss Huiznopala en la mayoría de sus afloramientos. Suprayaciendo a esta unidad generalmente se presentan las unidades calcáreas del Jurásico Medio, en contacto discordante con la

Formación Tamaulipas indiferenciado por medio de la falla; también infrayace a los basaltos de la Formación Tlanchinol. La edad que se le asigna con base en las amonites es del Jurásico Temprano (Burckhardt, 1930; Imlay *et al.*, 1948; Von Kuegelgen, 1958; Erben, 1956; Carrillo-Bravo, 1965; y Esquivel-Macías, 2005. Erben (1956) describió la cima de esta formación y con base en restos de plantas le asignó una edad del Pliensbachiano.

- Jurásico Medio
 - Calloviano

FORMACIÓN TEPEXI

Imlay (1953) la menciona por primera vez como calizas del Río Necaxa; Erben (1956a, b) propone informalmente el nombre de calcarenita Tepexi; Bonet y Carrillo-Bravo (1961) proponen utilizar el nombre de Formación Tepexic. La localidad tipo se ubica en la presa del Río Necaxa, aguas abajo de la planta Tepexic, en el Norte del Estado de Puebla.

Secuencia de caliza de color gris de grano grueso y con abundantes granos de cuarzo, así como de calcarenita de color gris hasta gris oscuro. Consta principalmente de caliza arenosa, marga y limolita, caracterizándose por su abundancia de fósiles; su base está representada por un conglomerado de cuarzo con matriz calcárea que a la vez dentro de la formación existen coquinas de *Griphaea* y *Ostrea* (Erben, 1956).

Esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en el centro-este de México, principalmente en los estados de Puebla e Hidalgo; se ha reconocido en Tenango de San Agustín, en el valle del río Amajac (Erben, 1956), Huejutla (Cantú-Chapa, 1971), Pisaflores, en el valle del río Moctezuma y en la región de Cahuasas, Hidalgo (Suter, 1990).

El límite inferior es concordante con la Formación Huizachal (Erben, 1956a), sobreyace a la Formación Huayacocotla en discordancia angular (Ochoa, 1997), mientras en el contacto superior es concordante con las formaciones Santiago, Tamán y Chipoco del Jurásico Superior. Cantú-Chapa (1992, 1998) interpreta que esta unidad tiene un rango estratigráfico que va del Batoniano al Calloviano.

FORMACIÓN SANTIAGO

Propuesta por Reyes (1964) como miembro de la Formación Tamán, Carrillo-Bravo (1965) hace lo mismo. Cantú-Chapa (1969) eleva su rango a formación, argumentando marcadas diferencias con la Formación Tamán. La localidad tipo se ubica en la ladera oeste del Río Moctezuma (Tamán, San Luís Potosí), cerca de la desembocadura del Arroyo Santiago.

Se compone de lutitas calcáreas fósiles contenidas en estratos delgados de 3-10 cm de espesor con marcas de carga, laminaciones paralelas de colores rojizos y pardos claros. Contiene nódulos calcáreos color negro y pelecípodos (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991). Su distribución abarca los poblados de Molango, Pisaflora, Huejutla (Cantú-Chapa, 1971) y en Tenango, Hidalgo (López-Palomino *et al.*, 2006).

El límite inferior es transicional y concordante con la Formación Tepexic, en el área de Huiznopala, descansa directamente sobre el Gneiss Huiznopala (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Por su posición estratigráfica Cantú-Chapa (1971) le asigna una edad del Calloviano Tardío-Oxfordiano Tardío, además de que sobreyace a rocas con contenidos fosilíferos del Calloviano medio y subyacen a rocas de Kimmerigdiano inferior.

- Jurásico Superior
-Kimmerigdiano

FORMACIÓN XALTIPA

Secuencia descrita por Cantú-Chapa (1971) en Pie de la Cuesta, Veracruz, como sedimentos de origen continental; no le da carácter litoestratigráfico formal. Aflora cerca Conquextla, Ver. y Olonteco, Hgo., sobre el lecho del Río Garcés, en los lechos de los ríos Chichiquila y Mimiaguaco cerca de los poblados de Xoluapa, Hgo. y Xaltipa, Ver.

Hernández-Bernal y Hernández-Treviño (1991) la denominan como secuencia de capas rojas que afloran en la estructura conocida como el Anticlinorio de Huayacocotla; la consideran de edad del pre-Tithoniano Tardío debido a sus relaciones estratigráficas. Cuando fue propuesta se reconoció que sobreyacía discordantemente a la formación triásica Huizachal de Carrillo-Bravo (1961) y subyacía transicionalmente a la Formación San Andrés (Pre-Tithoniano; Cantú-Chapa, 1971). La Formación Xaltipa fue descrita como

brechas y conglomerados masivos de clastos de arenisca, conglomerado y limolitas, provenientes de la considerada Formación Huizachal, hacia la base, y areniscas y conglomerados de gravas subangulares de cuarzo en una matriz calcárea, hacia la cima; en general estas litologías se presentan en tonos rojizos y verdes.

FORMACIÓN SAN ANDRÉS

Descrita por primera vez por Burckhardt (1930); Campa (1970) la describe en el pozo San Andrés No 8, al sureste de Poza Rica, Veracruz; donde ubica la localidad tipo. Cantú-Chapa (1971), la describe como Miembro San Andrés, pero Hernández-Bernal y Hernández-Treviño (1991) la elevan al rango de Formación por considerar que aflora lo suficiente para ser cartografiable.

Aflora sobre el lecho del Río Apulco, en el estado de Puebla y en las cercanías de Pie de la Cuesta, Ver. (Cantú-Chapa, 1971). Se distribuye en la región central del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, y queda comprendida en el flanco oriental del Anticlinorio de Huayacocotla, sobre la terracería entre Chinancáhuatl y Olonteco, Hgo.

Consiste en caliza arenosa y conglomerática con fragmentos angulosos de cuarzo, hacia la base; y hacia la cima incluye bancos calcáreos con nerineas (Hernández-Bernal y Hernández-Treviño, 1991). Sobreyace en contacto transicional a la Formación Xaltipa y subyace a la Formación Pimienta con un contacto nítido. También se encuentra en contacto tectónico con la Formación Huayacocotla mediante la Falla Zilacatipán. Por su contenido paleontológico y relaciones estratigráficas, se le asignó una edad del pre-Tithoniano (Hernández-Bernal y Hernández-Treviño, 1991).

-Tithoniano

FORMACIÓN PIMIENTA

Heim (1926) propone informalmente esta unidad, y la describe como una serie de caliza densa, negra, y/o blanca de estratificación delgada rica en capas de pedernal negro. La localidad tipo se ubica 1 km al norte del poblado La Pimienta, al surponiente de Tamán, San Luis Potosí (Suter, 1990).

Cantú-Chapa (1971) la describe como caliza micrítica arcillosa alternada con lutitas y capas delgadas de bentonita hacia la cima. De carácter arcillo-calcáreo, consiste en intercalaciones de areniscas líticas con fragmentos de cuarzo, feldespatos y líticas de origen ígneo, limolitas en estratos delgados, calizas por lo general mudstone y wackestone con contenido de pedernal en bandas negro y en ocasiones laminado. También, contiene nódulos de pirita hematizada (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991).

La unidad aflora en el Anticlinorio de Huayacocotla en dos franjas de rumbo NW-SE (Hernández-Bernal y Hernández-Treviño, 1991). Pueden verse algunos afloramientos en la terracería entre Zonzonapa, Ver. y Chinancáhuatl, Hgo. Es transicional y concordante con la Formación Tamán en su localidad tipo y subyace concordante y transicionalmente a la Formación Tamaulipas Inferior hacia la región de Tamán, S. L. P. (Cantú-Chapa, 1971). Sobreyace a la Formación San Andrés y subyace concordante y transicionalmente al Grupo Tamaulipas (Hernández-Bernal y Hernández-Treviño, 1991).

Cantú-Chapa, 1967; Velasco-Torres y Sepúlveda De León, 1973 (en *Léxico Estratigráfico*, SGM 2007), reportan la presencia de tintínidos, los cuales indican una edad del Tithoniano tardío a posiblemente Cretácico Temprano (Berriasiano-Valanginiano).

- Cretácico

FORMACIÓN TAMAULIPAS

Stephenson (1922), menciona por primera vez el término Formación Tamaulipas, el cual se refiere a la secuencia calcárea que se encuentra en la Sierra de Tamaulipas; Muir (1936) la subdivide en Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior separadas por el Miembro Otates que es un paquete de tipo calcáreo-arcilloso. Éstas, se distribuyen ampliamente en la Sierra Madre Oriental hacia el noreste de la Mesa Central; en el estado de Hidalgo en la región de Molango (Ochoa-Camarillo, 1996) y en las cercanías del poblado Apachitla, Ver., entre los poblados de Huichohuaya y Maxala, Hgo.

- Tamaulipas Inferior (Berriasiano-Aptiano)

Se ha descrito como calizas de grano fino amarillentas con nódulos esféricos y elongados de pedernal amarillo (Muir, 1936). También se ha referido como calizas color gris claro y

amarillento en capas medianas con estilolitas bien desarrolladas y nódulos (Carrillo-Bravo, 1965), su localidad tipo aún no se ha establecido. Además, es la formación que se encuentra debajo del Horizonte Otates y su edad correspondiente es Berriasiano-Aptiano

- Horizonte Otates

Se ha descrito como calizas arcillosas, de color gris a negro, con intercalaciones de lutita laminar que en ocasiones presenta pedernal negro (Muir, 1936), o como calizas wackestone, calizas arcillosas y lutitas grises con nódulos de pedernal negro (Hernández-Bernal y Hernández-Treviño, 1991)

- Tamaulipas Superior (Albiano-Cenomaniano)

Consta de caliza estratificada con estructura abudinada con lentes, bandas y nódulos de pedernal, de espesor variable de 200 a 300 m (Muir, 1936). Puede estar alternando con calizas arcillosas y margas, con láminas de lutitas y margas, y ocasionalmente con estratos delgados de lutitas calcáreas color gris. Con base en foraminíferos planctónicos, su edad abarca el Albiano-Cenomaniano (Soto, 1981). La localidad tipo para el Horizonte Otates y la Formación Tamaulipas Superior se ubica en el Cañón de la Borrega perteneciente a la Sierra de Tamaulipas (Muir, 1936).

Este Grupo se ha considerado que sobreyace transicionalmente a la Formación Pimienta (Hernández-Bernal y Hernández-Treviño, 1991) y subyace transicionalmente a la Formación Agua Nueva en la región de Molango, Hgo. (Ochoa-Camarillo, 1996). En la región de Huayacocotla sobreyace a la Formación Pimienta y se encuentra en contacto tectónico (Falla Zilacatipán) con la Formación Huayacocotla, entre los poblados de Zilacatipán y El Plan, Ver. En la región no se observa su contacto superior.

2.1.4 Cenozoico

- Neógeno
 - Mioceno

FORMACIÓN TLANCHINOL

Formación descrita por Robin y Bobier (1975); llamó Series Tlanchinol a los derrames volcánicos que afloran cerca del pueblo Tlanchinol. Autores posteriores le dan el nombre

formalmente como Formación Tlanchinol (Suter, 1990; Ochoa-Camarillo, 1996, 1997). Si bien la localidad tipo no se ha establecido, Suter (1990) propone que se puede considerar como localidad tipo a las rocas que afloran a lo largo de la Carretera Federal 105 al norte de Tlanchinol.

Robin y Bobier (1975) la describen como una sucesión homogénea, constituida de lava basáltica, dominados por tobas; intercaladas con escorias y niveles rojos de arcillas. Ochoa-Camarillo (1996) la describe como una serie de derrames basálticos intercalados con horizontes piroclásticos, tobas de caída aérea y algunos derrames andesíticos. Otra descripción es la que hace Vergara-Martínez y Zárate-López (2001), en la que reportan basaltos de color gris oscuro, con vesículas de aspecto vítreo, intercalados con una serie de depósitos extrusivos; brechas tobáceas-riolíticas, sobreyacidas por un horizonte de toba fina color rojizo, cubierta por un grueso paquete masivo de basalto. Sólo aflora en el estado de Hidalgo; cerca de Tlanchinol, al norte de Ixtapala, Cerro las Puentes, en el camino a Yahualica y entre Mecatlán y Santa Lucía.

Robin y Bobier (1975) señalan que los basaltos presentan tendencias tanto alcalina como toleítica. Demant y Robin 1975 (en *Léxico Estratigráfico SGM*, 2009), sugieren que pertenecen a la provincia magmática alcalina del oriente de México. Se considera que estos basaltos alcalinos son fisurales, pues no existen centros de erupción volcánicos o conos cineríticos como en la Faja Volcánica Transmexicana.

Ochoa-Camarillo (1996, 1997) menciona que en la región de Huiznopala descansa sobre rocas precámbricas, sedimentos marinos jurásicos y cretácicos, con discordancias angular y erosional muy marcadas; mientras que Vergara-Martínez y Zárate-López (2001) reporta que descansa discordantemente sobre el Gneiss Huiznopala y sobre las formaciones Huayacocotla, formaciones del Jurásico Superior y Tamaulipas indiferenciado, agregan que subyace a las rocas de la Formación Atotonilco El Grande. Por diversos fechamientos isotópicos, esta unidad se ubica dentro del Mioceno tardío (Ochoa-Camarillo, 1997).

FORMACIÓN ATOTONILCO EL GRANDE

Segerstrom (1961) y Geyne et al. (1963) estudian la Formación Atotonilco El Grande y describen esta unidad, que como localidad tipo tiene a las rocas que se encuentran cercanas al pueblo con el mismo nombre en Hidalgo. Segerstrom (1961) menciona que aflora en los dos lados del río Venados, que está siendo erosionada con rapidez y que se asemeja a la Formación Tarango ya que sus rocas rellenaron los paleovalles, pero las distingue por el mayor contenido de lava en la Formación Atotonilco El Grande.

Consiste de una secuencia de vulcanismo bimodal de rocas volcánicas como basaltos, intercalados con tobas de composición riolítica, dacítica y andesítica; basaltos compactos y masivos, las tobas riolíticas son color crema que intemperiza a color rojizo y blanco por caolinización, con textura fanerítica de aspecto vítreo, constituida por fenocristales de plagioclasas, cuarzo, ferromagnesianos alterados y óxidos de hierro (Robin y Bobier, 1975). Además, de una secuencia continental depositada paralelamente a la actividad basáltica, rellenando amplios valles con gravas, arenas, limos y arcilla; formando un conglomerado polimíctico y areniscas.

Descansa sobre rocas pre-cenozoicas con discordancia erosional y angular muy marcada, y de la Formación Tlanchinol. Cantagrel y Robin (1979) dieron por potasio-argón una edad Plioceno y son un poco más jóvenes que las de la Formación Tlanchinol, lo que sugiere una migración del vulcanismo de norte a sur.

2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La región cercana al área de estudio se localiza en la porción sur de la Sierra Madre Oriental; y es a su vez, parte del anticlinorio de Huayacocotla. Aquí, el estilo de deformación es menos intenso con respecto al que presentan otras zonas en la provincia.

A pesar de que el estilo de deformación es menos intenso al sur de la provincia (SMO), no se pueden negar los diversos tipos de deformación presentes cerca a esta región. La secuencia de rocas pre-cenozoicas de la región, fue afectada estructuralmente por esfuerzos compresivos con dirección NE-SW que se atribuyen a la Orogenia Laramide. La deformación compresiva, se evidencia por pliegues sinclinales y anticlinales, asociados a

cabalgaduras con una orientación NW-SE en sus ejes y, que tienen deflexiones y recostamiento con vergencia al NE. El más destacado de la región es el anticlinorio de Huayacocotla, que es una macroestructura que abarca gran parte de las cartas de Zacualtipán y Calnali; su eje tiene una dirección NW-SE con recostamientos locales al NE. Además de esta megaestructura, existen otras más pequeñas que se desarrollaron por los diferentes esfuerzos que afectaron a la región.

El tipo de deformación para la región en donde se encuentra el anticlinorio de Huayacocotla es considerado de piel delgada (*thin skinned*), mientras que, para el fallamiento inverso, se ha considerado una geometría por flexión o doblamiento de falla (*fault bend-fold*), con corrimientos sobre fallas de bajo ángulo, en el que el despegue ocurre en secuencias carbonatadas y clásticas del Jurásico y Cretácico Superior. Las estructuras generadas por esta deformación son de tipo dúctil y dúctil-frágil, la deformación dúctil-frágil se evidencia por plegamientos (anticlinales y sinclinales) y cabalgaduras con orientación en general de NW-SE. La deformación frágil presenta dos sistemas de fallamiento normal y lateral con orientaciones NW-SE y NE-SW (SGM, 2017) (**Figura 5**).

- TIANGUISTENGO
- ANTICLINORIO DE HUAYACOCOTLA

El anticlinorio de Huayacocotla es una macroestructura que forma parte de la Sierra Madre Oriental; este plegamiento cruza en la parte central con dirección NW-SE, su eje se desarrolla en rocas paleozoicas y es parte del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Erben (1956b) da por primera vez el nombre a este anticlinorio.

Al norte, limita estructuralmente con el lineamiento de Tlamaya-Huichihuacán, al oriente con la Cuenca Tampico-Misantla y al poniente con las cabalgaduras del límite oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Suter, 1980). El anticlinorio tiene cerca de 220 km, y se encuentra orientado aproximadamente NW 40° SE; aunque es un anticlinal presenta varios plegamientos internos hacia el NW, desarrolla una estructura sinforme a la vez que su eje axial tiende a buzarse al NW; además su límite suroriental se comporta como un pliegue recostado convergente al oriente.

Es pues, el anticlinorio de Huayacocotla, un complejo conjunto de pliegues y cabalgaduras; complejidad en gran parte causada por la geometría estructural preexistente o adherida, formada por la tectónica jurásica de horst y grabens en esta región. En la Formación Huayacocotla, es donde se encuentra el despegue basal de las estructuras laramídicas; ésta descansa sobre el basamento metamórfico precámbrico (Gneiss Huiznopala). Los despegues de pliegues y planos de cabalgaduras se encuentran en formaciones como la Formación Santiago o Pimienta.

- SINCLINAL TIANGUISTENGO

El Sinclinal Tianguistengo se localiza al occidente y suroccidente de la zona del primer afloramiento; en la carta Zacualtipán se ubica en el extremo noroccidental. Este sinclinal presenta una orientación SE 21° NW, con una longitud que abarca aproximadamente 8 km, en los cuales afloran la Formación Santiago en su núcleo y las formaciones Huayacocotla y Tepexic en sus flancos, respectivamente.

- SINCLINAL APACHITLA

El Sinclinal Apachitla es una estructura larga, pues parte desde el noroccidente de la carta de Calnali; en la región cercana al pueblo de Acahuasco y se extiende, en principio; con una dirección hacia el sur y después con una dirección NW-SE; hasta terminar en la parte norte de la carta Zacualtipán al oriente de la región de Pemuxco, cerca de la población de Apachitla.

Se trata de un pliegue cilíndrico, abierto y asimétrico, con fuertes deflexiones hacia el sur, mientras que al norte se presenta recostado. El flanco oriental del pliegue es menos inclinado, varía de 15° a 35° y el occidental varía de 15° a 70°; mientras que su eje tiende con un rumbo NW 31° SE, que atraviesa las formaciones de Agua Nueva, San Felipe, Méndez y Tamaulipas indiferenciado.

- ANTICLINAL TEXCATEPEC

Este anticlinal tiene una extensión aproximada de 25 km; inicia desde la parte nororiental de la carta de Zacualtipán, cerca de la población de Conquextla y se extiende con un rumbo

general N 28° W hasta terminar cerca del poblado El Sótano. Se ubica en el flanco oriental del anticlinorio de Huayacocotla y tiene una anchura de 3 km. Comprende las formaciones Huayacocotla, Huizachal, Xaltipa, San Andrés y el Grupo Tamaulipas. Además, tiene definida una bifurcación a la altura del pueblo Chinancáhuatl, la cual es menos desarrollada y lleva por nombre Anticlinal Ixtatetla.

- ANTICLINAL IXTATETLA

Este anticlinal, como ya se mencionó es la bifurcación que inicia en Chinancáhuatl el anticlinal Texcatepec. Es una estructura simétrica que se extiende con un rumbo general NW 30° SE, a lo largo de 9.5 km, con una anchura de 2.4 km, en la que recorre las formaciones Xaltipa, San Andrés y Pimienta, así como el Grupo Tamaulipas.

- SINCLINAL MIGUEL LERDO

Este sinclinal es una pequeña estructura con dimensiones aproximadas de 6.3 km de longitud y 2.5 km de ancho, que se extiende casi paralelamente entre los anticlinales Texcatepec e Ixtatetla con una orientación promedio SE 30° NW. En ella afloran rocas de las formaciones Xaltipa, San Andrés y Pimienta, además del Grupo Tamaulipas y las formaciones Agua Nueva y San Felipe.

● Fallas Normales

Las fallas presentes en la carta de Zacualtipán y descritas aquí, son normales. Se caracterizan por presentar un rumbo, en general, noroeste-sureste.

- FALLA MATLATENCO

La Falla Matlatenco se localiza al occidente del área de estudio (Pemuxco), en el extremo noroccidental de la carta de Zacualtipán. Corre aproximadamente por 6 km con un rumbo general SE 41° NW con el bloque de techo al suroriente y con un salto de 500 m aproximadamente. También, pone en contacto estructural a la Formaciones Huizachal con la Formación Tepexic al noroccidente, y con la Formación Guacamaya (Tuzancoa) al suroriente de su misma estructura.

- FALLA HUICHOHUAYA

Esta estructura se encuentra al oriente del área de estudio y en la porción central de la carta de Zacualtipán. Tiene una longitud aproximada de 14 km, la cual recorre con un rumbo general SE 12° NW. En esta falla inversa se han reportado dos saltos, una en la parte norte de aproximadamente 1500 m, y otro hacia el sur de 1180 m. Pone en contacto a la Formación Tuzancoa con las formaciones Huayacocotla, Xaltipa, San Andrés y Pimienta cerca del poblado Huichohuaya; también a las formaciones Huizachal y Xaltipa cerca de Jalapa, Hidalgo.

- FALLA MAXALA

La Falla Maxala se ubica en la parte central de la carta de Zacualtipán, al poniente del Poblado del cual lleva el nombre. Es una estructura relativamente pequeña de una longitud aproximada de 4.5 km, que corre con dirección NW-SE y con el bloque de techo hacia el suroccidente. El contacto tectónico, yuxtapone a las formaciones San Andrés, Pimienta y Tamaulipas con la Formación Xaltipa.

- FALLA ZILACATIPAN

Esta falla es una de las estructuras importantes de la carta Zacualtipán, ubicada en la porción centrorienta. Tiene una longitud aproximada de 24 km, con un rumbo general SE 31° NW. Se le caracterizó como una falla de tijera con un salto de 1720 m hacia el sur y otro de 1400 m, cerca de Zilacatipán, Veracruz. Es el límite entre la Formación Huayacocotla y las formaciones Xaltipa, Pimienta, San Andrés y el Grupo Tamaulipas.

- CALNALI

- Deformación Dúctil-Frágil

Estas estructuras se presentan principalmente como pequeños corrimientos o planos de despegue, localizados con relativa frecuencia a lo largo de la carta, sin embargo, estas pequeñas capas son de escaso desplazamiento.

- FALLA POCHULA.

Esta estructura se localiza en la porción centroccidental de la carta de Calnali; se localiza desde el pueblo de Calnali, hasta Tonchintlán, en la parte suroccidental. Corre a lo largo de 18 km aproximadamente, con un rumbo general variable NW 29° a 73° SE. Pone en contacto tectónico a las formaciones paleozoicas, la Formación Tamaulipas Indiferenciado y principalmente con los de la Formación Pimienta. Está falla puede ser entendida como una cabalgadura laramídica que es plegada en su plano principal, invirtiéndolo y dando la apariencia de una falla normal durante la época distensiva hasta su estado actual.

- ANTICLINAL SAN PEDRO (CALNALI)

Es el complementario del sinclinal Apachitla, este último termina en la carta Zacualtipán. Es una estructura asimétrica y convergente hacia el nororiente; atraviesa casi toda la carta de Calnali por el centro con un rumbo general NW 30° SE, por una longitud de 27 km aproximadamente. Los flancos de esta estructura son variables en el echado: de 13° a 56° en el occidental, y de 23° a 53° en el flanco oriental. Se desarrolla igual que el sinclinal Apachitla, solo que a la inversa ya que su núcleo exhuma rocas del Grupo Tamaulipas, en sus flancos las formaciones del Cretácico Superior, y desaparece debajo de las rocas cenozoicas que lo sobreyacen en discordancia cerca del pueblo de San Pedro.

- Deformación Frágil

Estas estructuras están relacionadas con los procesos tectónicos distensivos postlaramídicos. Son fallas de tipo normal con frecuentes componentes laterales que presentan diferentes orientaciones e inclinaciones variables. El primer sistema desarrollado es el NW-SE representado en este trabajo por fallas La Aguja y Los Naranjos, y en el complementario NE-SW se asocia el lineamiento Yahualica y Agua Salada.

- FALLA LA AGUJA

Ésta se comporta como una falla normal izquierda y se ubica en la porción centroccidental de la carta Zacualtipán. Corre a lo largo de 3 km con un rumbo general NW 45° SE y echado

70° SW. Afecta a las rocas de las formaciones paleozoicas y está asociada al desarrollo de la falla Pochula en su régimen frágil.

- FALLA LOS NARANJOS

También se encuentra en la porción centrorienta de la carta Calnali, corre a lo largo de 5 km, con una orientación NW 27° SE. Es una falla normal con poca componente lateral y afecta a las rocas de la Formación Chicontepec.

- FALLA TLALICA

Esta falla se localiza en la porción centrorienta de la carta, presenta una orientación general NW 80° SE y echado 65° NW. Se comporta como una falla normal con componente izquierda y afecta a rocas de las formaciones paleozoicas y mesozoicas.

Los rasgos estructurales y formaciones más importantes cerca de Pemuxco se pueden observar en la **Figura 6**.

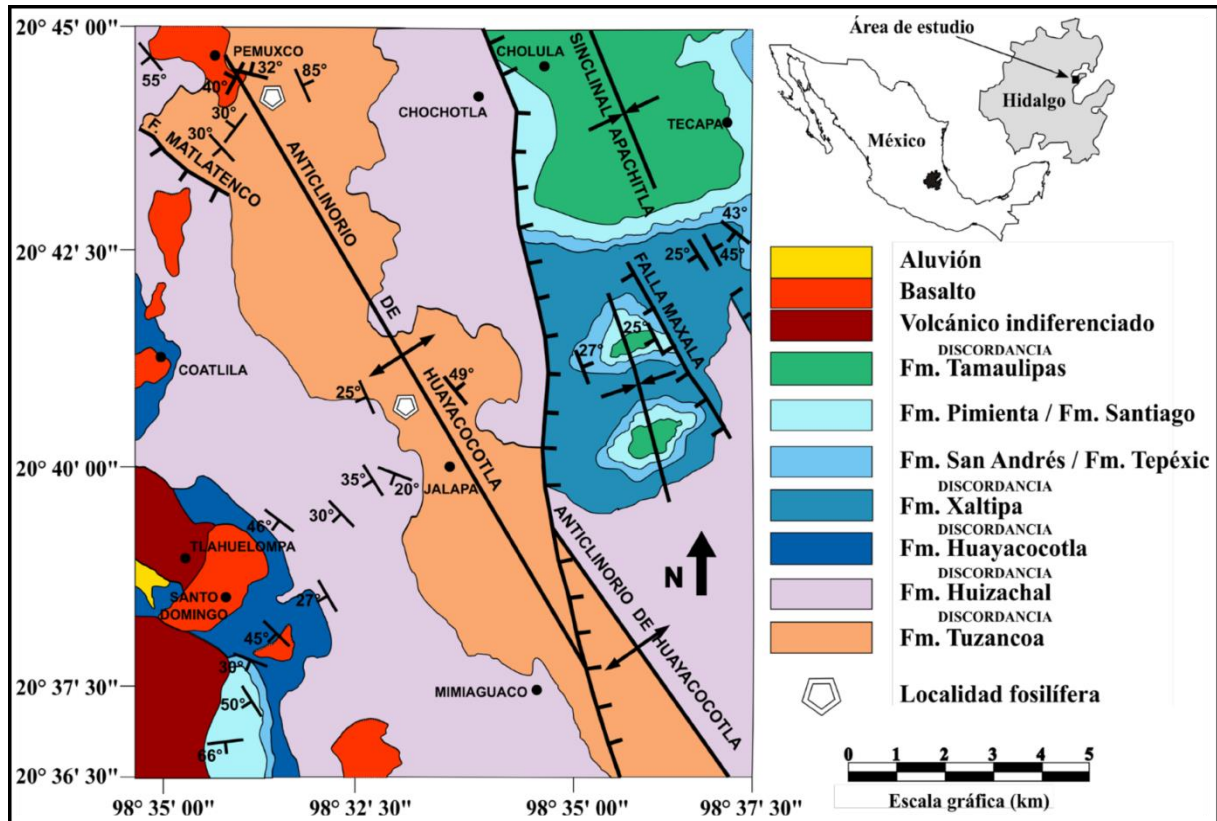


Figura 6. Mapa geol3gico del 3rea de Pemuxco, Hidalgo (Obtenido de Buitr3n *et al.* 2017 y modificado de Arellano *et al.* 1998).

2.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Hasta ahora, se ha hablado de la Sierra Madre Oriental (SMO) como unidad fisiográfica. Sin embargo, el término SMO también se designa como rasgo orográfico; está formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, situado en el oriente de México que emerge de la planicie costera del Golfo con cumbres que sobrepasan los 2 500 msnm, descienden de altura hacia el poniente y pasan a un extenso altiplano situado en el centro del país. Diversos autores ubican a la SMO a partir de la Faja Volcánica Transmexicana y la proyectan hacia el NW, hasta el centro de Coahuila y Chihuahua.

Existen varias opiniones sobre el concepto morfoestructural de la provincia en cuestión, Guzmán y De Cserna (1963) incluyen a todas las rocas plegadas del centro y norte de México como parte de la Sierra Madre. Con base en lo anterior, Tardy (1972a) y De Cserna (1989), incluyen subdivisiones morfoestructurales al conjunto antes definido; Eguiluz *et al.* (2000) proponen que bajo ese esquema, es más conveniente utilizar el término Orógeno Mexicano, y dejar restringido el término Sierra Madre Oriental, al cinturón plegado. González *et al.* 1986 (en Eguiluz *et al.* 2000), denomina al Altiplano Mexicano y el frente plegado de la SMO como Terreno Estratotectónico Sierra Madre Oriental.

La Sierra Madre Oriental es una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación, principalmente de rocas mesozoicas y de su complejo basal heterogéneo, que es producto del levantamiento y compresión ocurrido durante la Orogenia Laramide. Por otra parte, corresponde a una franja del frente plegado, el cual fue transportado al noreste formando pliegues y cabalgaduras.

La evolución tectónica abarca una serie de eventos compresivos y distensivos durante la apertura del supercontinente Pangea y del Golfo de México. La fragmentación y dispersión de Pangea da inicio a la apertura del Golfo de México y las estructuras de extensión produjeron horsts y grabens, en los cuales se desarrolló la sedimentación mesozoica (Triásico Tardío y el Jurásico Temprano) (Eguiluz, 1989b; McKee *et al.*, 1990). Durante el Jurásico Medio-Calloviano se produce una invasión por aguas marinas que cubren una extensa zona con poca circulación y alta evaporación. En el Cretácico Superior y el

Paleógeno Inferior, se produce la Orogenia Laramide que forma a la Sierra Madre Oriental. Para el Neógeno (Mioceno Medio), la compresión derivada del movimiento lateral del Bloque Chortis y de la subducción de la Placa de Cocos contra la terminación meridional de la Placa de Norteamérica, formó los pliegues y fallas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal. (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991). En sus extremos NW y SE, la Sierra Madre Oriental está cubierta por derrames volcánicos del Cenozoico de la Sierra Madre Occidental y de la Faja Volcánica Transmexicana respectivamente, pero continúa con rasgos enmascarados hacia Sonora (King, 1939), y en la Cuenca de Veracruz (Rodríguez *et al.*, 1997; Viniegra, 1966).

A lo largo del frente de este cinturón plegado se distinguen varios sectores que tienen variantes internas en el estilo y orientación de la deformación; uno de estos sectores es la región de Huayacocotla, donde se encuentra el anticlinorio con el mismo nombre; en el que se presenta un estilo de deformación que se considera como “thin-skinned” o de “piel delgada”.

Ochoa-Camarillo (1996), mediante observaciones en campo en la región del Anticlinorio de Huayacocotla reconoce tres eventos tectónicos, a los cuales llama: 1. Tectónica Pre-Laramídica, 2. Tectónica Laramídica y, 3. Tectónica post-Laramídica.

El primero de ellos; tectónica pre-Laramídica, es una fase de extensión que inició en el Jurásico Temprano y terminó a finales del Jurásico Medio. Tal evento dio como resultado la formación de pilares y fosas tectónicas (horsts y grabens). Para el Jurásico Medio, la deformación distensiva continúa, y contribuye a la formación de nuevas fosas y pilares tectónicos. En la tectónica Laramídica las rocas jurásicas y cretácicas fueron plegadas durante el Cretácico Tardío y Eoceno Tardío, formando un complejo de pliegues y cabalgaduras al que se le denominó Anticlinorio de Huayacocotla. Además, se reactivaron como fallas inversas, las fallas normales jurásicas que delimitan al horst jurásico de Huiznopala (alto del basamento) en su lado oriental. El último de los eventos tectónicos que menciona Ochoa-Camarillo (1996), es uno por extensión post-pleiocénico, que está

evidenciado por fallas normales de rumbo NW-SE, las que están delimitando al graben de Molango.

PRECÁMBRICO

En la SMO, el basamento consiste en un “*melange*” de rocas que varían en litologías y edades; desde gneisses e intrusivos volcánicos, precámbricos, paleozoicos y triásicos. No se ha entendido muy bien la distribución de este complejo basamento que soporta a la columna mesozoica. Complejo, además, porque sufrieron previamente fuertes deformaciones y transporte por orogenias y procesos como la extensión asociada a la apertura del Golfo de México y la deformación de la Orogenia Laramide, aunque esta última haya afectado principalmente a las rocas del Mesozoico y Paleógeno. Localmente, el Gneiss Huiznopala se encuentra expuesto en el núcleo del anticlinorio de Huayacocotla.

PALEOZOICO

Además del Gneiss Huiznopala, el basamento de la columna estratigráfica de la región abarca a los sedimentos paleozoicos que están representados en la Formación Tuzancoa (Guacamaya), la cual en el área de Pemuxco aflora la parte superior (Arellano-Gil *et al.*, 1998), que está fechada en una edad Wolfcampaniano Superior-Leonardiano Inferior.

Desde finales del Precámbrico a inicios del Paleozoico se dispersó el continente de finales del Proterozoico; durante este periodo las zonas continentales se redistribuyeron a latitudes bajas en las que hubo una transgresión marina y se inició la sedimentación de carbonatos. Durante el Missisípico y Pensilvánico (Carbonífero) hubo una expansión de los glaciares del sur, por lo que hubo un descenso en el nivel del mar en los mares epicontinentales que se habían formado por la transgresión previa, e hizo que la sedimentación de carbonatos fuera abundante.

En el Carbonífero tardío ocurre la formación de la orogenia Apalachiana-Marathon-Ouachita (AMO) y termina con el proceso de formación del Supercontinente Pangea. Para el Pérmico Temprano, los depósitos que se formaron fueron de tipo flysch de cuenca profunda, cerca del talud continental frente a una plataforma marina somera. Este tipo de

sedimentación se asocia con actividad magmática proveniente del occidente, lo cual se interpreta como un límite de placas convergente. Debido a la Orogenia AMO, los sedimentos de la Formación Tuzancoa, a finales del Paleozoico, son levantados y quedan expuestos a la erosión.

MESOZOICO

- Triásico

Hace unos 200 millones de años; a finales del Triásico, Pangea comenzó a fracturarse y disgregarse. Con el inicio de esta separación, Pangea se fragmentó en diversos puntos triples, en las que dos ramas iniciaron el proceso de divergencia y evolucionaron hasta llegar a la generación de corteza oceánica. Con esto, se inició la separación de Laurasia (Norteamérica y Eurasia) y Gondwana (Sudamérica, África, Australia, etc.), que posteriormente se convertirán en los continentes actuales y generarían la apertura del Océano Atlántico y Golfo de México.

Las terceras ramas de los puntos triples evolucionaron como fosas tectónicas y después a cuencas sedimentarias; Ochoa-Camarillo (1996) identifica fallas normales y recopila evidencia suficiente que señala la existencia de estas fosas y pilares tectónicos. En éstas, se instauraron primero ambientes continentales y posteriormente sedimentación marina, sin que llegaran a desarrollar corteza oceánica por lo que corresponden con rifts abortados (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991). En la parte septentrional del Anticlinorio de Huayacocotla, estas estructuras están sólo afectando a las formaciones depositadas antes que la Formación Tepexic, lo que indica que la fase de extensión culminó con el depósito de la Formación Cahuwasas.

Los primeros sedimentos marinos mesozoicos en la franja plegada de la SMO, aparecen en el Triásico Superior y Jurásico Inferior. Al suroriente de la Región de Huayacocotla, carecen de rocas volcánicas y se interdigitan con secuencias continentales del Alogrupo Los San Pedros (Rueda *et al.* 1993). Representan el relleno de fosas relacionadas a la apertura del Golfo de México y presentan faunas que indican la posible invasión marina relacionada con el antiguo Océano Pacífico (Imlay, 1980), estas secuencias además están plegadas y

limitadas por discordancias hacia arriba y hacia abajo en su sedimentación, por lo que suponen también, un evento tectónico posterior a su formación. La importancia de conocer la existencia, litología y espesor de estas rocas facilita el entendimiento para conocer que durante la deformación Laramide, actuaron como niveles de despegue potenciales.

Ochoa-Camarillo (1996) observa e indica en la región una fase de extensión, que se inició en el Jurásico Temprano y terminó a finales del Jurásico Medio. Dicha fase provocó la formación de pilares y fosas tectónicas que están delimitadas por fallas normales con orientación entre NNW-SSE y N-S. A esta fase de extensión le llamó tectónica Pre-Laramídica.

- **Jurásico**

En el Jurásico Temprano (Sinemuriano-Pleinsbachiano), en los terrenos mexicanos (en el oeste de Laurasia), ocurrieron algunas intercalaciones marinas como parte de los depósitos continentales pertenecientes a la Formación Huayacocotla; estas incursiones marinas parecen estar relacionadas a las transgresiones del Océano Pacífico (López-Ramos, 1975; Salvador, 1987, 1991).

Durante el Jurásico Medio y Tardío ocurrieron varias etapas transgresivas en el territorio mexicano, las cuales procedieron de la Provincia del Pacífico Oriental, a través de Oaxaca, en el Sur de México, hasta cubrir todo el país en el Jurásico Tardío (Cantú-Chapa, 1998).

Entre dos secuencias sedimentarias de origen marino (Jurásico Inferior y Medio o Superior) que afloran en el centro y este de México, hay intercaladas rocas de origen continental (Formación Xaltipa), que seguramente señala el restablecimiento de la margen occidental de Pangea en esas regiones durante ciertas etapas de ese periodo (Cantú-Chapa, 1998).

En el Jurásico Medio y Tardío las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, representan secuencias calcáreo-terrágenas depositadas en un margen pasivo. Pues, en la región de Pemuxco, la secuencia Tepexic-Santiago se estaba formando junto a la parte inferior de la Formación Tamán en un ambiente somero con aporte de sedimentos arcillosos (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991). Pero, es durante el Jurásico Medio-Calloviano que

ocurre la segunda transgresión, y las secuencias continentales se transformaron en marinas someras cálidas; esto se puede observar en las secuencias calcáreas de la Formación Tepexic. Esta transgresión, está relacionada con la apertura del Atlántico Norte y del Golfo de México correspondiente con la Formación San Andrés.

Además, cuando la transgresión se extendió y las aguas someras cubrieron la secuencia continental Xaltipa, se depositó la secuencia calcárea de la Formación San Andrés contemporáneamente a la cima de la Formación Tamán. Para el Jurásico Tardío-Tithoniano tardío, se generalizó la sedimentación calcáreo-arcillosa de la Formación Pimienta en un ambiente de profundidad creciente, en donde se infiere la presencia de islas que al erosionarse aportaron sedimentos arenosos que cambiaron a intercalaciones de calizas y lutitas.

- **Cretácico**

Durante el Cretácico Inferior y Medio, la sedimentación fue constante dando lugar a potentes espesores de carbonatos representados por la unidad Tamaulipas indiferenciado. A finales del Cenomaniano y principios del Turoniano una etapa transgresiva permitió el depósito de la Formación Agua Nueva; esta etapa continuó a lo largo del Cretácico Superior, aumentando el aporte de terrígenos, dando lugar a caliza más bentonítica y lutita de ambiente de cuenca correspondientes a las formaciones San Felipe y Méndez.

Durante el Cretácico Tardío y en el Paleoceno Temprano, ocurrió la fase compresiva conocida como Orogenia Laramide, donde las rocas sedimentarias jurásicas como cretácicas fueron plegadas, la cual generó estructuras plegadas y cabalgaduras con vergencia al oriente, dando como resultado un conjunto complejo de pliegues y cabalgaduras llamado anticlinorio de Huayacocotla. La deformación migró de oeste a este y de norte a sur y la fase de deformación cesó hacia el Eoceno.

El Anticlinorio de Huayacocotla es una región compleja, y esto radica en la geometría estructural preexistente o dada por el basamento, así como por las secuencias jurásicas tempranas y medias originadas de la tectónica pre-Laramídica (horst y grabens) de la región. El despegue basal ha sido referenciado en diferentes secuencias de la columna

estratigráfica; Ochoa-Camarillo (1996) lo indica en la Formación Huayacocotla, Rosales-Lagarde (2002) lo reporta en rocas paleozoicas (Formación Tuzancoa), Eguiluz *et al.* (2000) reportan que los despegues ocurren en varios niveles estratigráficos tanto en rocas carbonatadas como clásticas del Jurásico Superior e Inferior y del Cretácico Superior, pero considera que la Formación Huayacocotla podría definir un dominio estructural, considerado de “piel delgada” (thin skinned).

Otro fenómeno laramídico es la reactivación como fallas inversas de las fallas normales jurásicas que delimitan al horst jurásico de Huiznopala (alto del basamento) en su lado oriental. Eguiluz *et al.* (2000) mencionan que, la deformación más importante está representada por fallamiento inverso de ángulo bajo, con vergencia al NE, similar a los estilos descritos por Carrillo y Suter (1982).

Se infiere que el estilo estructural define un sistema cabalgante, imbricado en escamas tectónicas, donde el basamento metasedimentario participó en la deformación. Donde se presentan acuñamientos de unidades estratigráficas, se generan rampas de falla que ascienden a niveles estratigráficos superiores.

CENOZOICO

Durante el Paleoceno se tuvo un cambio en la sedimentación a depósitos terrígenos, lo que ocasionó el depósito de la Formación Chicontepec en una cuenca de antefosa. También se acumuló una secuencia conglomerática continental en las depresiones definidas por las estructuras laramídicas y posteriores.

Se relacionan cuatro episodios volcánicos importantes en cuatro épocas (Silva-Mora, 1989). En el Eoceno Tardío- Oligoceno, representado por lavas basálticas, andesíticas y riolíticas, de la Formación Las Espinas. Durante el Neógeno la región estuvo expuesta a erosión; ocurrió una fase distensiva que dislocó las estructuras laramídicas; posteriormente ocurrió un emplazamiento y acumulación de rocas volcánicas de diversos tipos, que junto con las demás unidades de roca estuvieron sujetas a la acción de los procesos exógenos (intemperismo y erosión).

El segundo episodio está representado por lavas de andesita y riolita con edades del Oligoceno. El tercer episodio corresponde al Mioceno Medio y Superior, caracterizado por la presencia de basaltos y andesitas basálticas. Por último, el cuarto episodio del Plioceno-Cuaternario, en donde las rocas que lo representan son las de las formaciones Atotonilco el Grande y San Cristóbal, conformadas por derrames basálticos y andesitas basálticas; emisiones de riolita-toba riolítica, así como derrames basálticos con intercalaciones de toba riolítica, éstos últimos de la Formación Atotonilco, son sobreyacidos por lavas basálticas; esta actividad volcánica está asociada a la formación de la Faja Volcánica Transmexicana.

Ochoa-Camarillo (1996), menciona un último evento por extensión post-pliocénico, evidenciado por fallas normales de rumbo NW-SE, las cuales están delimitando a un graben (guben Molango). A este evento le llamó tectónica post-Laramídica.

Capítulo 3. GEOLOGÍA LOCAL

3.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE AFLORAMIENTOS

3.1.1. Afloramiento de Pemuxco-La Media Cuesta, Hidalgo.

El afloramiento Pemuxco-La Media Cuesta se localiza en el sector NW de la carta de Zacualtipán F14-D62. Entre los poblados Pemuxco y La Media Cuesta; inicia en las coordenadas 14Q545550, UTM 2292826, altura 1168 m; terminando en 14Q545404, UTM 2293074, altura 1307 m (**Figura 7**). Se encuentra sobre una pendiente que se forma en la vereda que comunica a ambos poblados, donde la escorrentía de agua por lluvia es abundante, por lo que las rocas del afloramiento se encuentran muy meteorizadas y convertidas en suelo. Consta a la base de grandes bloques de caliza (**Figura 8**) con abundante contenido fosilífero, son masivos y compactos, presentan una meteorización moderada y fracturas rellenas de calcita.



Figura 8. a) y b) Bloques cubiertos por vegetación y suelo. c) Forma del bloque (línea roja); escala amarilla (10 cm).

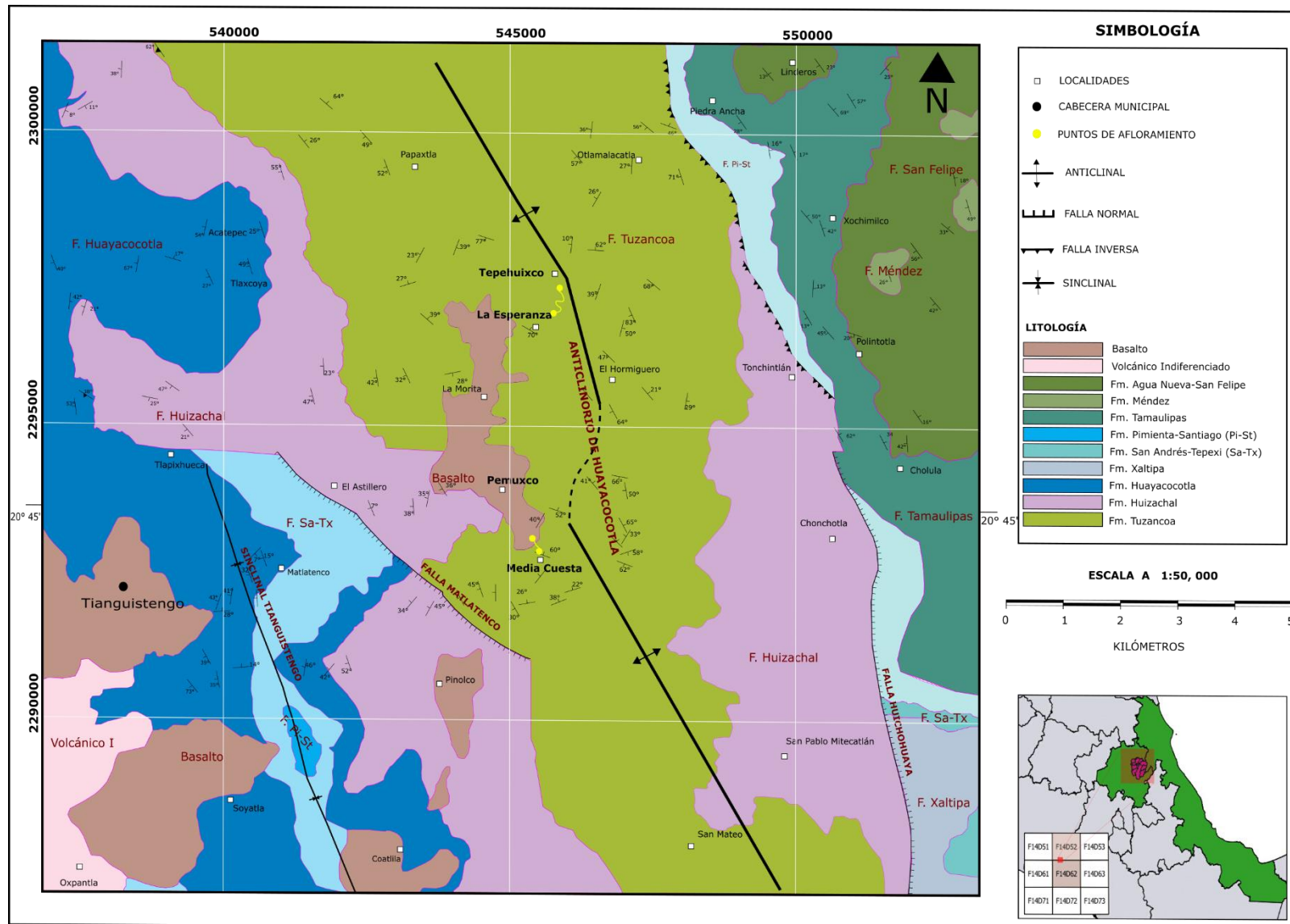


Figura 7. Mapa de la zona de estudio a escala 1:50, 000. Se observa con segmentos de color amarillo la ubicación de las columnas medidas; en el centro el afloramiento de Pemuxco-La Media Cuesta y al norte el afloramiento de La Esperanza-Tepehuixco (Elaboración propia con información del SGM 2005, 2017).

3. GEOLOGÍA LOCAL | 3.1. Descripción general de afloramientos

Desde el punto de inicio, subiendo por la vereda, el afloramiento está cubierto por vegetación y suelo, los cuales en algunas partes cubren por completo la secuencia. El tamaño de grano disminuye, por lo que se encuentran estratos de arenisca conglomerática hasta granulometría media, incluso lutitas. Estas rocas, sobre todo las areniscas, están completamente meteorizadas y abunda el suelo residual, las tonalidades varían de ocre a marrón-rojizo y se disgregan fácilmente (con la uña). Las fracciones más finas presentan tonalidades oscuras, abundante materia orgánica y alteración de las arcillas (**Figura 9**).

Se repite la secuencia litológica de bloques hasta estratos delgados de areniscas y limolitas-lutitas, casi con las mismas condiciones de meteorización y alteración que las rocas de la base. La gradación de arenas gruesas a finas es más evidente a lo largo y hacia las partes altas del afloramiento, no obstante, la presencia de suelos que dificultan la descripción litológica. No presenta grandes discordancias y la estratificación de areniscas-lutitas no es muy variable, pues conservan un rumbo general de S 60° W, variando sólo en inclinación de 12° al NW hacia la base y 46° al NW hacia la cima.

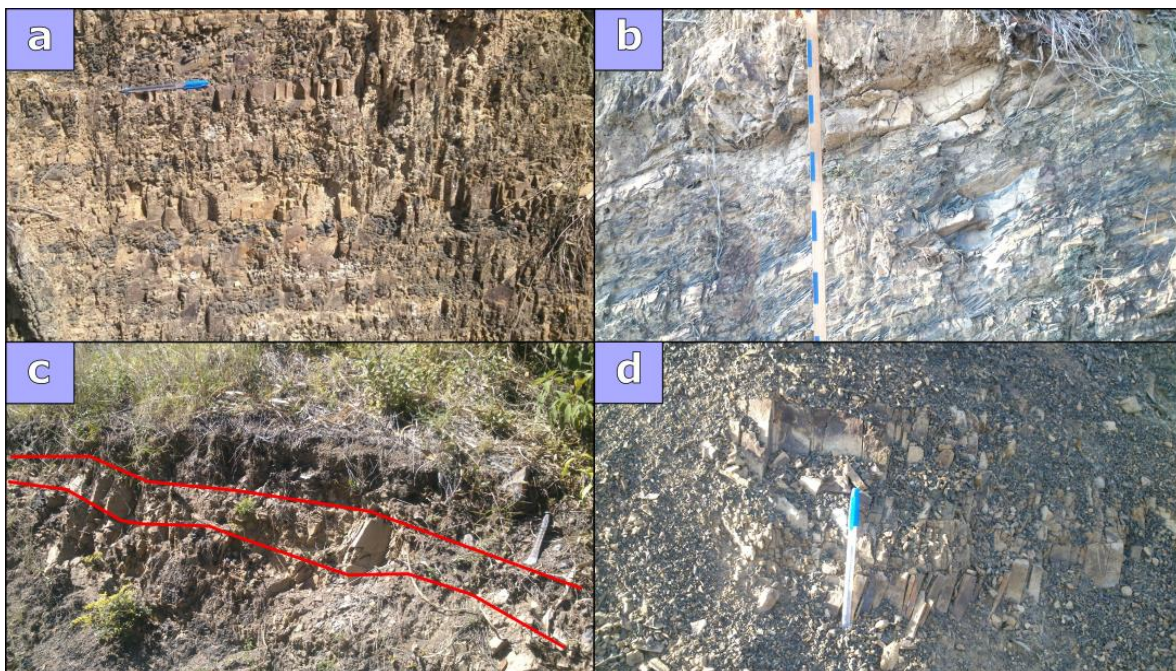


Figura 9. Intercalación de areniscas-lutita en diferentes segmentos a lo largo de la columna. Se observa el nivel de meteorización y suelos en la intercalación. En una escala, a) representa los niveles más bajos de meteorización en la columna. b) y c) representan los niveles intermedios. d) Representa los niveles más altos en la meteorización y suelo que afecta la secuencia sedimentaria.

3.1.2. Afloramiento La Esperanza-Tepehuixco

El afloramiento La Esperanza-Tepehuixco se localiza en la parte SW de la carta de Calnali F14-D52. Se ubica sobre el camino pavimentado que comunica los poblados Tianguistengo-Yatipán, inicia en las coordenadas 14Q545802, UTM 2296984, altura 1203 m; terminando en 14Q545918, UTM 2297410, altura 1200 m (**Figura 7**). El afloramiento inicia después del poblado La Esperanza, coincide con el inicio de la columna estratigráfica y avanza en dirección a Tepehuixco.

El camino tiene varias curvas, una de las cuales coincide con un escurrimiento de agua que hace que una pared de roca y parte del afloramiento se esté derrumbando hacia el camino, por lo que existe un muro para contener este derrumbe (**Figura 10**).



Figura 10. a) Inicio del muro para contener el derrumbe del afloramiento. b) Afloramiento y parte superior del muro, la línea roja indica la dirección que sigue el escurrimiento de agua que coincide con una fractura que se observa del lado izquierdo. c) Se observa que el derrumbe del afloramiento generó fragmentos de roca que están por desbordar el muro que los contiene.

Consta esencialmente de rocas sedimentarias clásticas, desde areniscas conglomeráticas y areniscas de grano grueso con tonalidades ocre-marrón rojizo hasta fracciones finas limoarcillosas oscuras con materia orgánica. Sin embargo, también se observan dos cuerpos ígneos a lo largo del afloramiento, uno casi al inicio de color gris verdoso que cubre una mayor área en el afloramiento que el segundo que se ubica al final, de color negro y fanerítico (**Figura 11**).



Figura 11. a) Cuerpo ígneo de tonalidad gris-verdoso de gran dimensión interestratificado casi al inicio la columna estratigráfica. b) Cuerpo ígneo de color negro que corta perpendicularmente la intercalación de lutitas-areniscas.

En general, la calidad del afloramiento es mejor que el de Pemuxco-La Media Cuesta. Sin embargo, presenta meteorización, alteración y vegetación que cubre parte del afloramiento. Las rocas clásticas son medianamente compactas y están moderadamente meteorizadas. En este afloramiento no se observó presencia fosilífera macroscópica a diferencia del anterior, pero por la calidad del afloramiento es más fácil observar la litología, geometría y estructuras sedimentarias presentes (**Figura 12**).

También, hay abundantes fallas de poco desplazamiento (normales e inversas de 45 cm aprox.) a lo largo de casi todo el afloramiento; se observan y registran por lo menos dos episodios de plegamiento interno, aunque sólo se hace mención en la descripción de la columna estratigráfica por ser muy locales. Hacia el final de la columna se pueden identificar slumps bien desarrollados en la intercalación de lutita-arenisca, y estructuras de deslizamiento (estrías) generadas por el mismo episodio (slumps) (**Figura 13**).

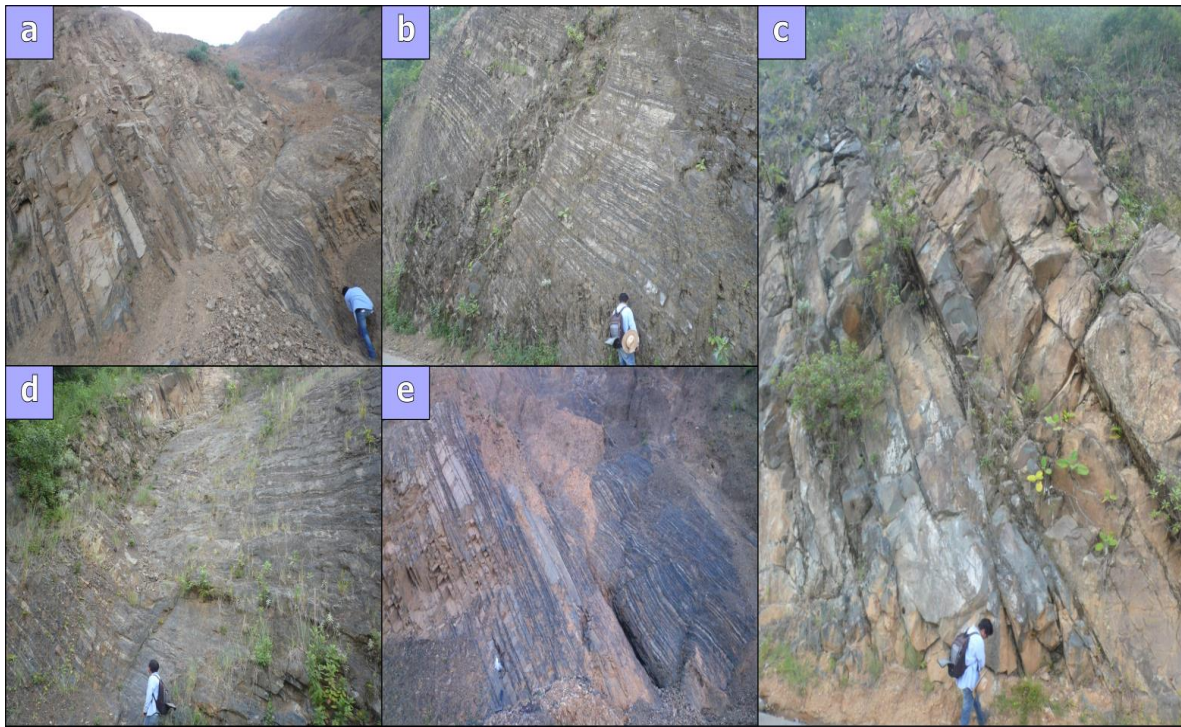


Figura 12. Intercalación de arenisca-lutita y variabilidad en sus espesores. a) y b) Al inicio de la columna, los estratos de arenisca son más gruesos que los finos. c) En la sección media de la columna, se pueden observar estratos muy gruesos de arenas gruesas a conglomeráticas y, en d) y e) los estratos delgados de litologías finas van haciéndose más gruesos conforme se asciende estratigráficamente.

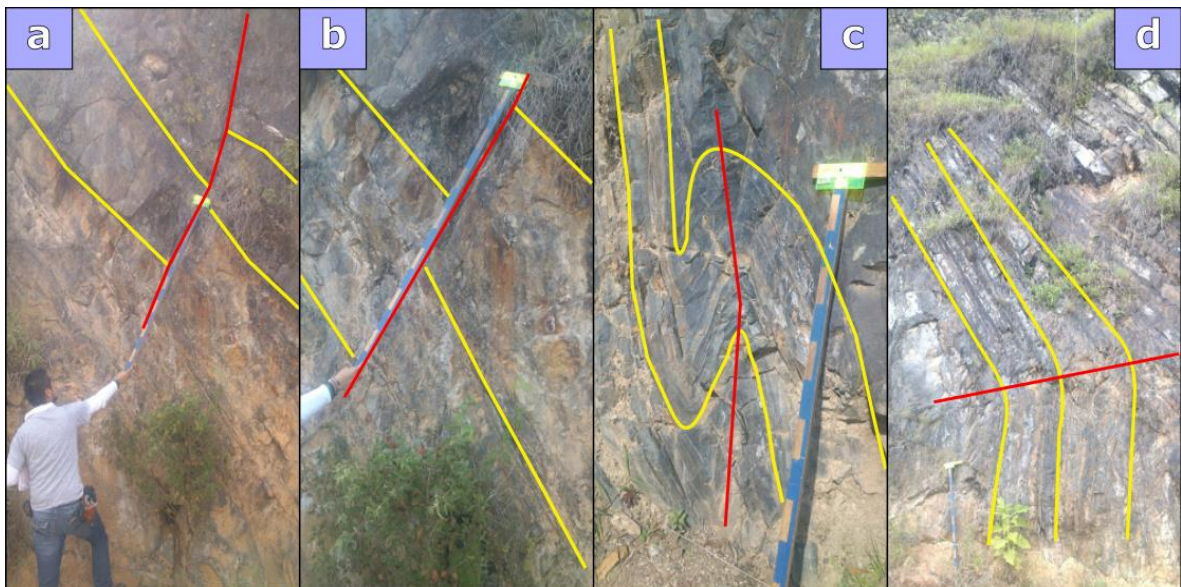


Figura 13. a) y b) Fallas normales con un desplazamiento aproximado de 45 cm. c) Pliegue disarmónico en donde se observa el engrosamiento de la charnela y adelgazamiento de uno de los flancos. d) Pliegue abierto con plano axial cuasi-horizontal.

3.2. ANÁLISIS DEL AFLORAMIENTO DE PEMUXCO-LA MEDIA CUESTA, HIDALGO

3.2.1. Medición de la columna estratigráfica

En el afloramiento Pemuxco-La Media Cuesta pudo medirse una columna estratigráfica de 170 metros; en esta sección se reconocieron de base a cima, nueve unidades de roca con características litológicas y patrones de sedimentación similares, las cuales son descritas a continuación (**Figura 14**). La nomenclatura M-1 a M-6 corresponde a muestras representativas a las que se realizó análisis petrográfico.

- **US-1:** 0-12.5 metros.

Segmento con base erosionada que consiste de grandes bloques de calizas (M-1 y M-3) en tonalidades gris-negro, presentan abundantes restos esqueléticos pudiéndose diferenciar briozoarios, crinoides, foraminíferos y otros; entre estos bloques se encuentra una fracción fina limo-arcillosa (lodolita) masiva de color gris en estratos tabulares y delgados de 5-10 cm con pedacería fósil no distinguible (M-2).

- **12.5-16.5 metros:** Cubierto
- **US-2:** 16.5-18.5 metros.

Areniscas masivas de grano medio a fino, de tonalidad gris-marrón claro, en estratos tabulares y medianos de 10-15 cm en espesor. Las superficies de la base y cima del segmento no son distinguibles, la unidad está rodeada de vegetación.

- **18.5-20 metros:** Cubierto
- **US-3:** 20-27 metros.

Unidad de arenisca conglomerática con base irregular, de color marrón claro. Presenta gradación normal, hasta arenas finas, las cuales están interestratificadas hacia la cima con horizontes muy delgados de una fracción limo-arcillosa color gris-negro (M-4).

- **US-4:** 27-31 metros

Secuencia con base difusa, consta de lutitas negras en estratos tabulares y delgados de aproximadamente 5 cm de espesor asociados uniformemente; se observa ligeramente laminación paralela.

- **31-34 metros:** Cubierto
- **US-5:** 34-60 metros

Bloques de caliza (M-5), con base erosionada fuertemente alterada. Estos bloques presentan abundantes restos fósiles distinguiéndose foraminíferos (*fusulínidos*). A lo largo de la unidad, entre los bloques pueden observarse horizontes muy delgados de una fracción limo-arcillosa de color negro y masivo, que constan de estratos tabulares entre 1-5 cm de espesor.

- **US-6:** 60-82 metros

Bloques (M-6) y lodolita; en donde la fracción fina que se encuentra entre los bloques es mayor y está constituida por una intercalación de casi 15 metros de lutitas-areniscas; compuesta de lutitas masivas grises-negras en estratos tabulares y medianos de 15 cm, y areniscas de grano muy fino en estratos tabulares de 10 cm, en asociación rítmica.

- **US-7:** 82-129 metros

Hacia la base consta de una intercalación rítmica de areniscas gruesas y medias con ligera laminación paralela, de color marrón claro-rojizo en estratos tabulares y medianos que varían entre 20-25 cm, con lutitas que se presenta de manera uniforme en estratos delgados y tabulares de 2-5 cm. Hacia la cima, las areniscas disminuyen de tamaño de grano hasta areniscas medias-finas en estratos de 10-15 cm hacia la cima.

- **129-133 metros:** Cubierto
- **US-8:** 133-152 metros

Intercalación con asociación rítmica de areniscas color marrón claro y lutitas grises-negras, cuyas superficies no se observan claramente por la vegetación. Hacia la base, se presentan areniscas de grano medio en estratos de 20-30 cm, con lutitas ligeramente laminadas en estratos delgados de 2-5 cm. Hacia la cima las areniscas disminuyen a arenas finas en estratos de 10-15 cm; en las lutitas los espesores aumentan ligeramente a 5-10 cm.

- **152-155 metros:** Cubierto
- **US-9:** 155-170 metros

Unidad que presenta una intercalación de arenas de grano fino color marrón claro-rojizo y lutitas negras-grises, asociadas rítmicamente en relación 2:1. El espesor de los estratos en ambas litologías son medianos y tabulares de 10-15 cm.

3.2.2. Petrografía de muestras representativas.

Para la clasificación de las muestras obtenidas en campo, se utilizó el esquema propuesto por Dunham (1962) para calizas en muestras de mano, y la metodología de Folk (1962) para descripciones microscópicas; en el caso de las areniscas se empleó el esquema propuesto por Pettijohn (1975).

- Muestra M-1

Roca de origen sedimentario con textura matriz-soportada que presenta aloquímicos en fragmentos y enteros mayor al 10% de la muestra. La matriz está compuesta por micrita y contiene cierta proporción de pseudoesparita, además presenta porosidad móldica, pues varios de los esqueletos de los aloquímicos han sido remplazados por espacio vacío.

La muestra presenta un agregado de ooides, pellets y fragmentos de bioclastos; en otras partes de la muestra se observan bioclastos enteros y mejor preservados identificados como briozoarios, foraminíferos (*fusulinidos*) de tamaños variables entre 1-4 mm; además de un porcentaje mínimo de otros fragmentos fósiles más pequeños que no son distinguibles.

Siguiendo la clasificación de Folk (1962), la muestra corresponde con una **biomicrita** y según Dunham (1962) como un **wackestone bioclástico (Figura 15)**.

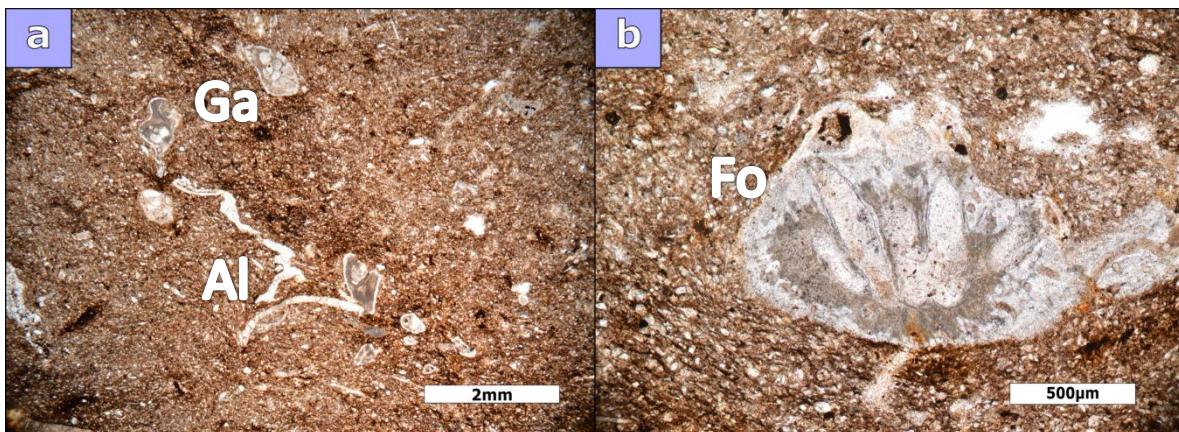


Figura 15. Muestra M-1: Wackestone bioclástico. a) Gasterópodos (Ga) en matriz compuesta por micrítica y pseudoesparítica; y fragmentos de algas (Al), probablemente algas *filoidales*. Nícoles paralelos 2.5X. b) Sección transversal de un foraminífero bentónico (Fo), probablemente *rotárido*. Nícoles paralelos 10X.

- Muestra M-2

Muestra de roca sedimentaria con textura matriz-soportada, presenta escasos aloquímicos con abundancia menor al 10%. La matriz a compuesta por micrítica y cierta proporción de microesparita, con abundante porosidad primaria (intrapartícula) y secundaria (fracturas).

La muestra presenta algunos fragmentos de bioclastos, de minerales y líticos de tamaño muy fino (0.05 mm), lo que complica su identificación composicional. Se observan algunos cortes de crinoides.

Según la clasificación de Dunham (1962) la muestra es un **mudstone (Figura 16)** y en la clasificación de Folk (1962) una **caliza micrítica**.

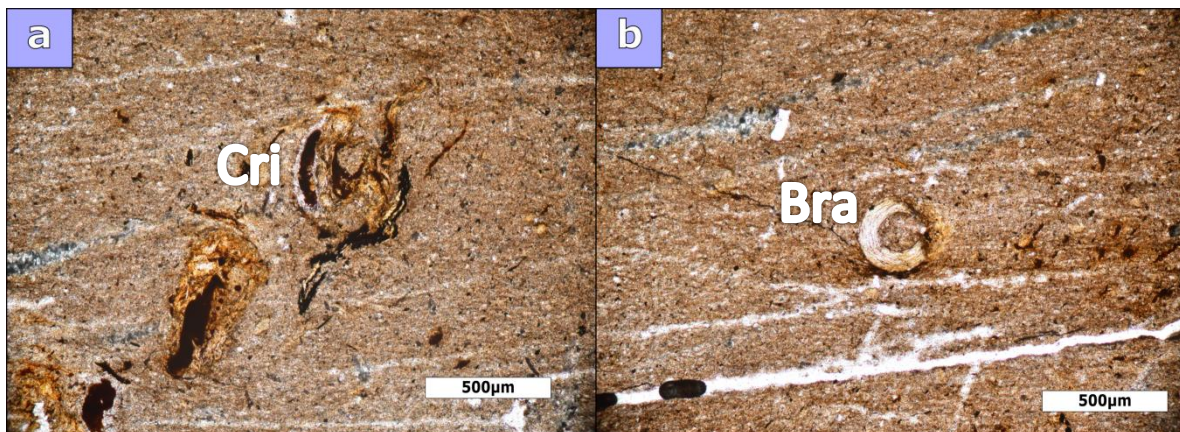


Figura 16. Muestra M-2 Mudstone. a) Crinoides (Cri) en matriz micrítica. b) Sección axial de una espina de braquiópodo (Bra) en matriz micrítica afectada por fracturamiento. Luz paralela aumentos 10x.

- Muestra M-3

Muestra de roca con textura matriz-soportada formada por micrita y pseudoesparita, la cual se presenta heterogénea en la muestra. La abundancia de aloquímicos es aproximadamente de 30-35% en formas fragmentadas y enteras, con menor contenido de porosidad con respecto a la anterior.

La variedad y tamaño de los fragmentos de aloquímicos es variado, van de micras hasta 2 mm; se observan algunos fragmentos de bivalvos y ooides; además de un par de fragmentos que se infiere podrían ser briozoarios.

Hay bioclastos completos y ligeramente micritizados hacia los bordes, se ven completos un par de foraminíferos (fusulínidos) de tamaños que varían entre 2-5 mm, además de algunos fragmentos de intraclastos subangulosos-subredondeados.

Según la clasificación de Folk (1962) la roca es una **biomicrita** y según Dunham (1962) un **wackestone bioclástico (Figura 17)**.

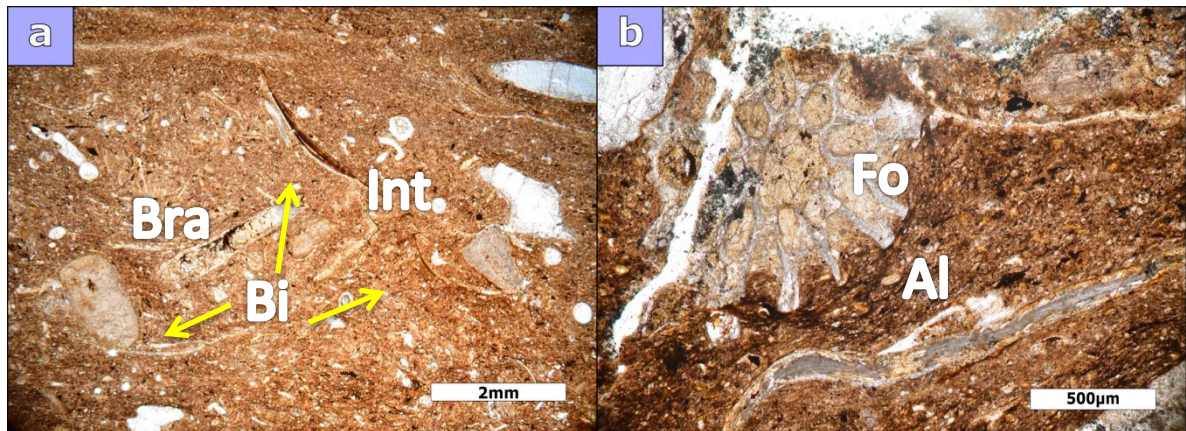


Figura 17. Muestra M-3: Wackestone bioclástico. a) Luz paralela 2.5X. Sección transversal de la espina de un braquiópodo (Bra), fragmentos de bivalvos (Bi) e intraclastos (Int). b) Luz polarizada 10X. Sección transversal de foraminífero bentónico (Fo) probablemente *Endothyra*, algas (Al) probablemente *filoidales* y fragmentos de otros bioclastos.

- Muestra M-4

Roca de origen sedimentario clástico que presenta una matriz de grano fino mayor al 15%, formada por arcilla y fragmentos alterados de los granos (del tamaño de arenas gruesas) que componen la muestra. Del porcentaje total de los componentes, los fragmentos constan de cuarzo (15%), feldespatos (50%), fragmentos de roca de caliza e ígneos (30%) y minerales opacos (5%); se encuentran subredondeados a redondeados, la clasificación es mala y el empaquetamiento presenta una textura grano-sostenido, por lo que los contactos entre los granos son puntuales y tangenciales. El tamaño de los fragmentos es variable entre 0.2-1 mm; sin embargo, hay algunos que sobrepasan los 3 mm.

La muestra presenta una tonalidad marrón-naranja, debido a la alteración profunda que presentan los feldespatos, ya que además del cambio de color, en nícoles cruzados no se observan las maclas por la sericitización que presentan. La alteración también está presente

en los fragmentos de roca y migra hacia los demás componentes de la muestra; los fragmentos de roca ígnea debido a la presencia de olivinos, presenta alteración a iddingsita la cual también se esparce por la muestra.

Según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1973) corresponde a una **grauvaca feldespática** de grano grueso (**Figura 18**).

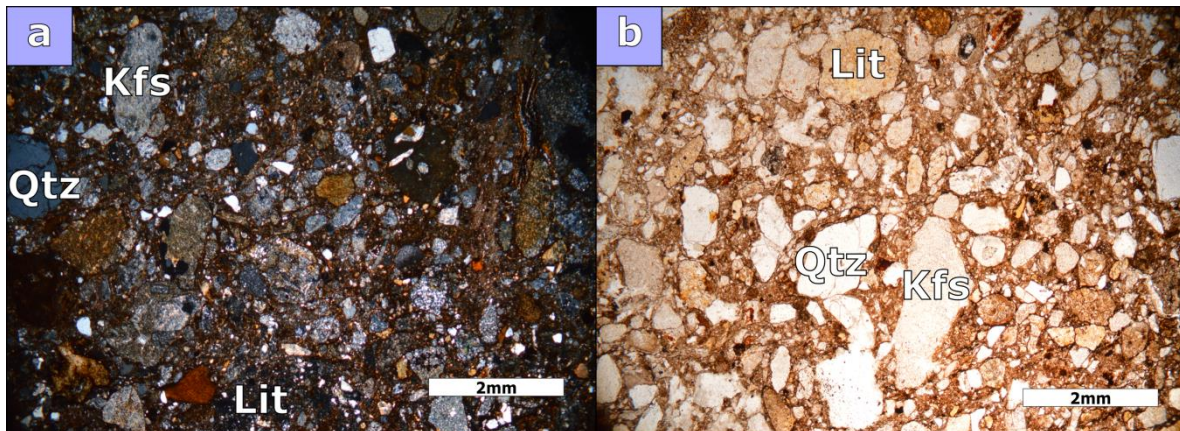


Figura 18. *Grauvaca feldespática*. a) Fragmentos de cuarzo (Qtz), feldespato potásico (Kfs) y fragmentos de roca (Lit) subredondeados, en luz polarizada 2.5X. b) Fragmentos de minerales y rocas en matriz arcillosa y alterada, luz natural 2.5X.

- Muestra M-5

Muestra de roca con cemento pseudoespáritico y parches de micrita. La cantidad de aloquímicos es superior al 10% y constan de fragmentos y especímenes enteros, aunque también hay porosidad móldica en los que se infiere que éstos fueron reemplazados y/o disueltos, ya que se observan en algunos casos fragmentos que no fueron eliminados del todo.

Se pudieron identificar algunos bioclastos como foraminíferos (*miliólidos*); hubo generación de porosidad móldica en los bioclastos, en algunos casos se conservaron partes de éstos por lo que el aspecto de la muestra es fragmentado. El tamaño de los aloquímicos es variable pero no sobrepasan los 0.5 mm, sólo los bioclastos enteros como foraminíferos alcanzan tamaños de hasta 2 mm.

Según la clasificación de Dunham (1962) la roca corresponde con un **wackestone bioclástico** (**Figura 19**) y por Folk (1962) como **bioesparita**.

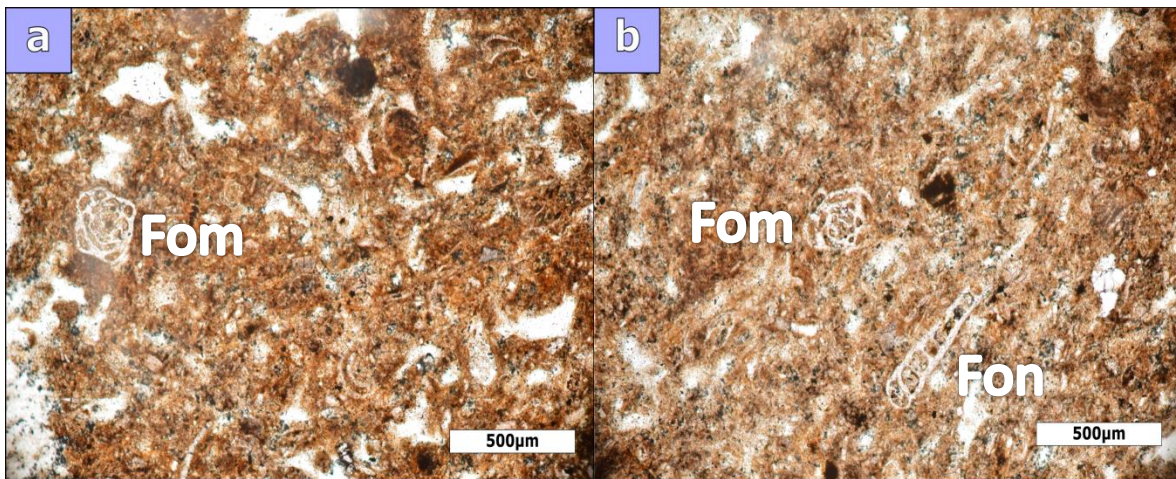


Figura 19. Muestra M-5: Wackestone bioclástico. a) y b) Luz paralela aumento 10X. Matriz de pseudoesparita con partes de micrita. Se observan diferentes cortes de foraminíferos *miliólidos* (Fom) y fragmentos de bioclastos en ambas fotografías. En b) se observa un foraminífero bentónico alargado, probablemente *Nodosinelloides* (Fon).

- Muestra M-6

Muestra de roca con menor contenido de matriz micrítica que las anteriores, la matriz es heterogénea y presenta gran cantidad de aloquímicos en diversas formas y fragmentos muy superior al 10%. De estos, se observan abundantes bioclastos entre los que destacan algunos foraminíferos *fusulínidos* mayores a 4mm, así como la presencia de ooides y pellets; además se tiene la presencia de fragmentos de calcita entre 2-4 mm.

Según la clasificación de Folk (1962) la roca es una **biomicrita** de fusulínidos y por Dunham (1962) un **wackestone de fusulínidos** (Figura 20).

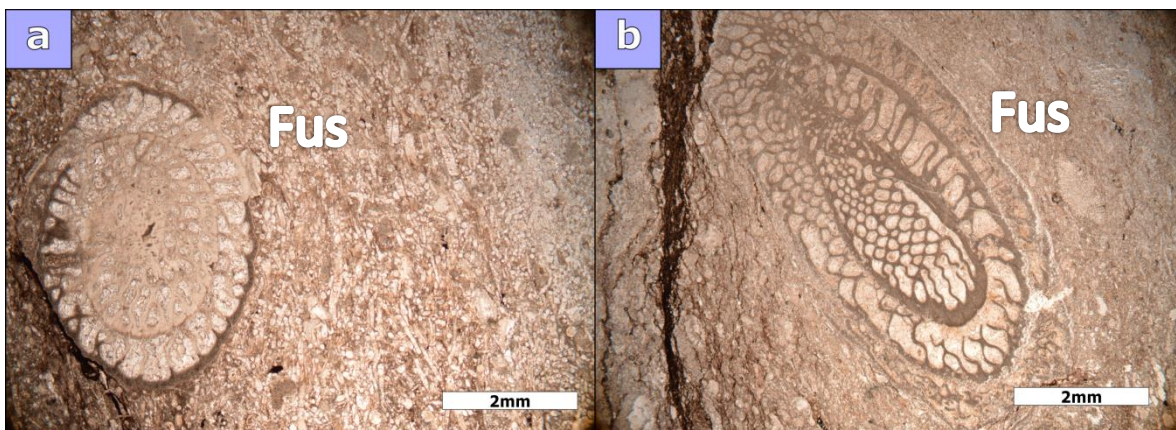


Figura 20. Muestra M-6: Wackestone de fusulínidos. a) Corte transversal de fusulínido, ooides, pellets y otros bioclastos. b) Corte oblicuo de *fusulínido*. 2.5X NP.

3.2.3. Análisis sedimentológico-estratigráfico y características del ambiente de depósito

El análisis de este afloramiento se basa en la identificación de la litología, estructuras sedimentarias, espesores, geometría de los estratos y de la presencia de material fósil; observar las relaciones intra-inter estrato para poder definir litofacies sedimentarias y sus asociaciones e interpretar el ambiente de depósito. A pesar de no tener continuidad lateral y calidad en los afloramientos, se pudieron reconocer relaciones verticales. Las litofacies que se identificaron en la columna Pemuxco-La Media Cuesta, asociadas a las 9 unidades de roca identificadas, son descritas a continuación (**Figura 21**).

- **Facies Gruesa (B-Cz):** Bloques de calizas de 20cm-2 m con fragmentos y formas enteras de briozoarios, crinoides, foraminíferos (*fusulinidos*); con algunas bases erosionadas y/o difusas.
- **Facies Arenisca A (Are-A):** arenisca conglomerática con gradación normal a areniscas de granulometría fina (grauvaca feldespática), en estratos de 15-40 cm.
- **Facies Arenisca B (Are-B):** Arenisca masiva de grano medio a fino, en estratos tabulares y medianos de 10-15 cm en espesor. Las superficies de la base y cima del segmento difusas.
- **Facies Fina A (Fn-A):** lutitas negras-grises en paquetes tabulares y delgados 5-15 cm, con ligera laminación paralela (a veces masivas). Intercaladas con arenas finas color marrón claro-rojizo, en estratos tabulares de 10-15 cm asociadas rítmicamente en relación 2:1.
- **Facies Fina B (Fn-B):** intercalación de areniscas gruesas y medias con ligera laminación paralela, de color marrón claro-rojizo. Estratos de arena: 10-30 cm, tabulares, estratodecreciente, con gradación normal a arenisca media-fina. Lutita masiva (o ligeramente laminadas) en estratos delgados y tabulares 2-10 cm (a veces estratodecreciente).
- **Facies Fina-Cz (Fn-Cz):** mudstone-caliza arcillosa masiva, en estratos delgados de 5-10 cm con pedacería fósil.

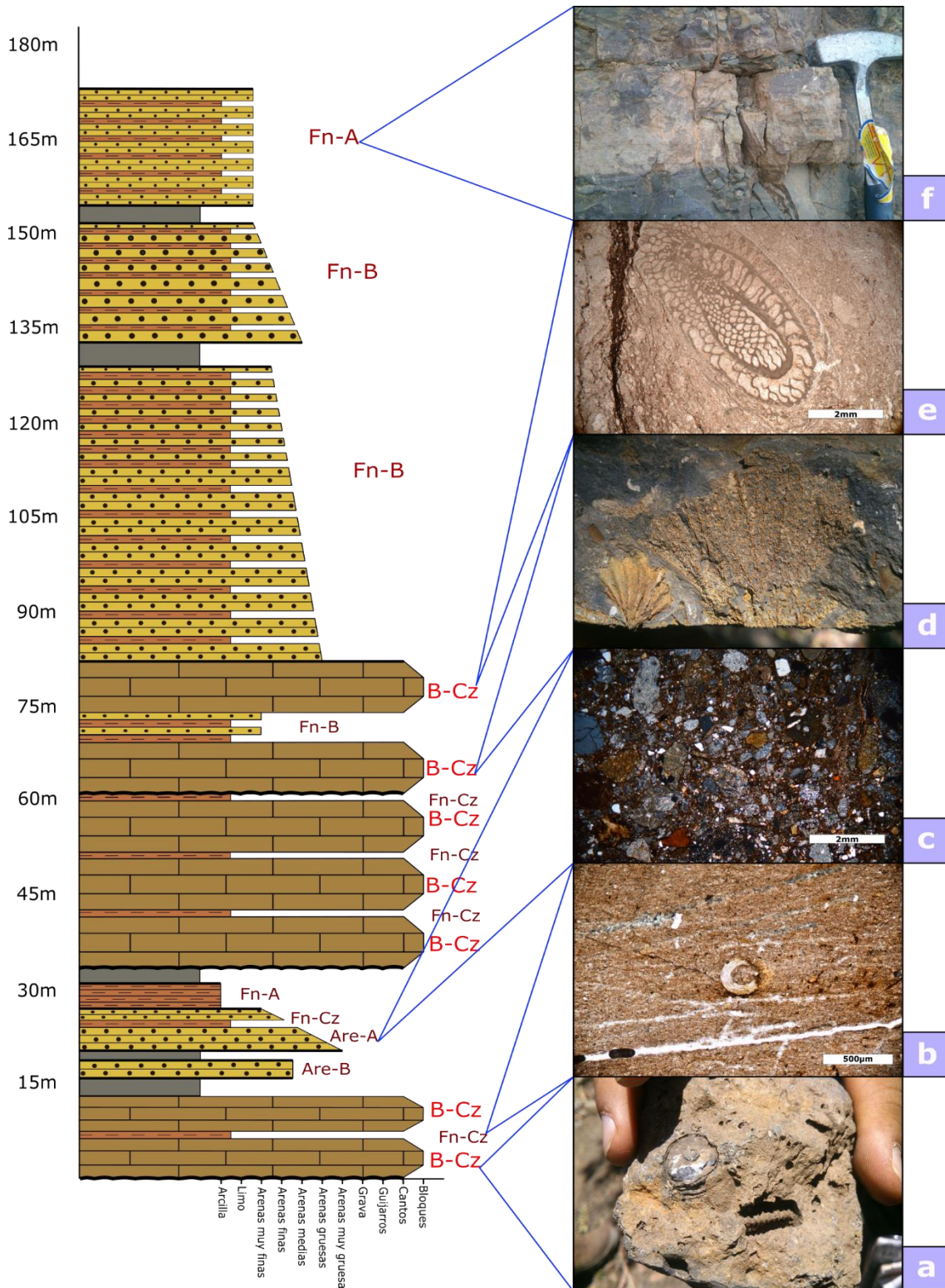


Figura 21. Columna estratigráfica del afloramiento de Pemuxco-La Media Cuesta, Hgo., donde se incluyen las facies identificadas y algunos rasgos distintivos. Donde las facies *B-Cz*: Bloques de caliza, *Are-A*: Areniscas A, *Are-B*: Areniscas B, *Fn-A*: Fina A, *Fn-B*: Fina B, *Fn-Cz*: Fina-Cz. a) Crinoide en muestra de mano. b) Crinoide en mudstone (lámina delgada). c) Grauwaca feldespática (lámina delgada). d) Briozoarrio en muestra de mano e) Wackestone de fusulínido (lámina delgada). f) Intercalación arenisca-lutita.

En la parte inferior se observan bloques de caliza que pueden llegar a medir más de 2 metros con bases erosivas; se identificó como litofacies B-Cz. Entre estos bloques se encuentran delgados horizontes masivos de una fracción de mudstone-caliza arcillosa (**Figura 21, b**), que se describe como facies Fn-Cz.

Estratigráficamente arriba de la unidad anterior, se encuentran las areniscas conglomeráticas (**Figura 21, c**: grauvaca feldespática), algunas ligeramente laminadas con gradación normal a finas y corresponden con las Facies que se define como Are-A y, arenas sin gradación media-fina (Facies Are-B); hacia la parte superior se encuentran estratos delgados de lutitas negras con ligera laminación paralela, intercaladas con arenas finas color marrón claro-rojizo de las Facies Fina A y que corresponden con el segmento Td-e de la secuencia Bouma (Mutti *et al*, 1972). Por la calidad del afloramiento no se pueden ver todas las relaciones verticales, las posibles estructuras de corte y relleno, y la continuidad de los cuerpos de roca en este segmento; sin embargo, por las características litológicas ya vistas, se infiere que el depósito de estos sedimentos fue una combinación de los procesos de tracción y suspensión, en un régimen de flujo alto, donde los sedimentos más gruesos se depositan primero y después los más finos; donde la velocidad de la corriente disminuye conforme al tamaño de grano (Mendoza-Rosales *et al.*, 2013). El origen de las areniscas laminadas puede ser por flujo de granos (*grain flow*) en corrientes densas y rápidas en desequilibrio con el fondo, y por la gradación de las arenas a finas, una sedimentación más lenta (Mutti *et al*, 1972).

Hacia la parte media de la sección, se repiten los bloques de caliza de Facies B-Cz con horizontes de lodos de Facies Fn-Cz; además de una intercalación de Facies Fina-B que consta de lutitas masivas, grises-negras en estratos tabulares de 15 cm con areniscas masivas y muy finas en estratos tabulares de 10 cm. Sin embargo, las facies arenosas (Are-A y Are B) ya no aparecen suprayaciendo a los bloques, sino que ahora aparecen facies más finas como la intercalación de areniscas-lutitas de las facies Fina B, que consta de areniscas gruesas-medias con ligera laminación paralela estratodecreciente, con gradación normal a arenisca media-fina y lutita masivas o ligeramente laminadas. Y en la sección superior de la columna, consta de una intercalación lutita-arenisca (**Figura 21, f**) un poco más fina que la anterior y corresponde con Facies Fina A.

Por el contenido paleontológico en el que abundan los crinoides (**Figura 21, a**), foraminíferos fusulínidos y otros fragmentos re TRABAJADOS (**Figura 21, e**), sugieren la denudación de una plataforma clástica con algunos desarrollos arrecifales aislados, de donde se desprendieron o derrumbaron los bloques de caliza. Por las bases erosivas y la fracción lodosa sin estructura interna, el transporte y sedimentación de sus fragmentos o bloques hacia zonas profundas, debieron ser lo suficientemente rápidas para no desarrollar estructura o gradación; posiblemente se acumuló como flujo de escombros no cohesivo, formado tal vez al pie del talud.

La distribución de las litofacies a lo largo de la columna, es diferente en la parte inferior como en la superior. En la parte inferior, se observan litofacies más gruesas en las que se infiere, como ya se expuso, se acumularon como flujos de escombros no cohesivo; a pesar de no poder observar claramente una continuidad vertical entre estas facies (B-Cz); las facies de areniscas conglomeráticas con gradación normal a arena fina (Facies Are-A) y las arenas masivas de Facies Are-B, también se podría sugerir una transición de la Facies B-Cz a las facies de arena (Are-A y Are-B) como la fase final de un flujo turbidítico de alta densidad (Lowe, 1982).

Hacia la parte superior, después de los bloques de caliza, se encuentran facies más finas, que corresponden con intercalaciones de areniscas tabulares de granulometría media a fina con gradación normal y lutitas en las Facies Fina-A y Fina-B; estas facies finas podrían sugerir que los sedimentos fueron transportados como flujos de grano y corrientes turbidíticas de velocidad baja a media y que pueden ser transportados en suspensión por estas corrientes diluidas a lo largo de un sistema de canales o abanico submarino (Mutti *et al*, 1972) en el talud. Las diferencias granulométricas que se presentan en las facies pueden ser producto de cambios en la fuente del sedimento o en el nivel de energía de cada flujo turbidítico (Mendoza-Rosales *et al.*, 2013).

3.3. ANÁLISIS DEL AFLORAMIENTO DE LA ESPERANZA-TEPEHUIXCO, HIDALGO

3.3.1. Medición de la columna estratigráfica

En la columna estratigráfica del afloramiento La Esperanza-Tepahuixco pudieron medirse 318 metros; en ella se reconocieron diez unidades de rocas sedimentarias clásticas con patrones de sedimentación similares y dos cuerpos ígneos. A continuación se describen cada una de ellas (**Figura 22, A y B**). La nomenclatura *LE-1* a *LE-8* corresponde con muestras representativas a las que se les realizó análisis petrográfico.

- **US-1:** 0-24 metros

Segmento que hacia la base presenta rizaduras asimétricas y consiste de estratos muy gruesos y tabulares de 1-2 metros de areniscas de grano grueso a medio, con una tonalidad gris-verdosa dispuesta cada 3-5 m; hacia la cima algunos estratos presentan acuñamientos y ligeras laminaciones onduladas. Entre estos estratos se presentan intercalaciones de areniscas finas-medias en estratos medianos que varían entre 10-40 cm y limos en estratos de 5-30 cm (*LE-1*). Aunque la intercalación presenta estratos tabulares y superficies netas, algunos se presentan ondulados con marcas de carga a la base, rizaduras y laminaciones que van desde planas hasta onduladas. En general, la unidad tiene una asociación de estratos en haces.

- **US-2:** 24-30 metros

Alternancia de areniscas de color gris verdoso de grano medio y lutitas negras en estratos delgados de 5-10 cm; los estratos son tabulares, con superficies netas y algunos presentan estratificación tipo flaser, en la base hay rizaduras y la cima está erosionada. Entre la intercalación se presenta un estrato tabular de 3 metros, con superficies netas de arenisca conglomerática que presenta clastos de lutitas muy angulosos.

- **Ulg-1:** 30-60 metros

Cuerpo de origen ígneo con textura porfídica de color verde-grisáceo; se observa intemperismo y algo de alteración en algunos componentes del cuerpo. Se distinguen feldespatos y algunos minerales oscuros (*LE-2*).

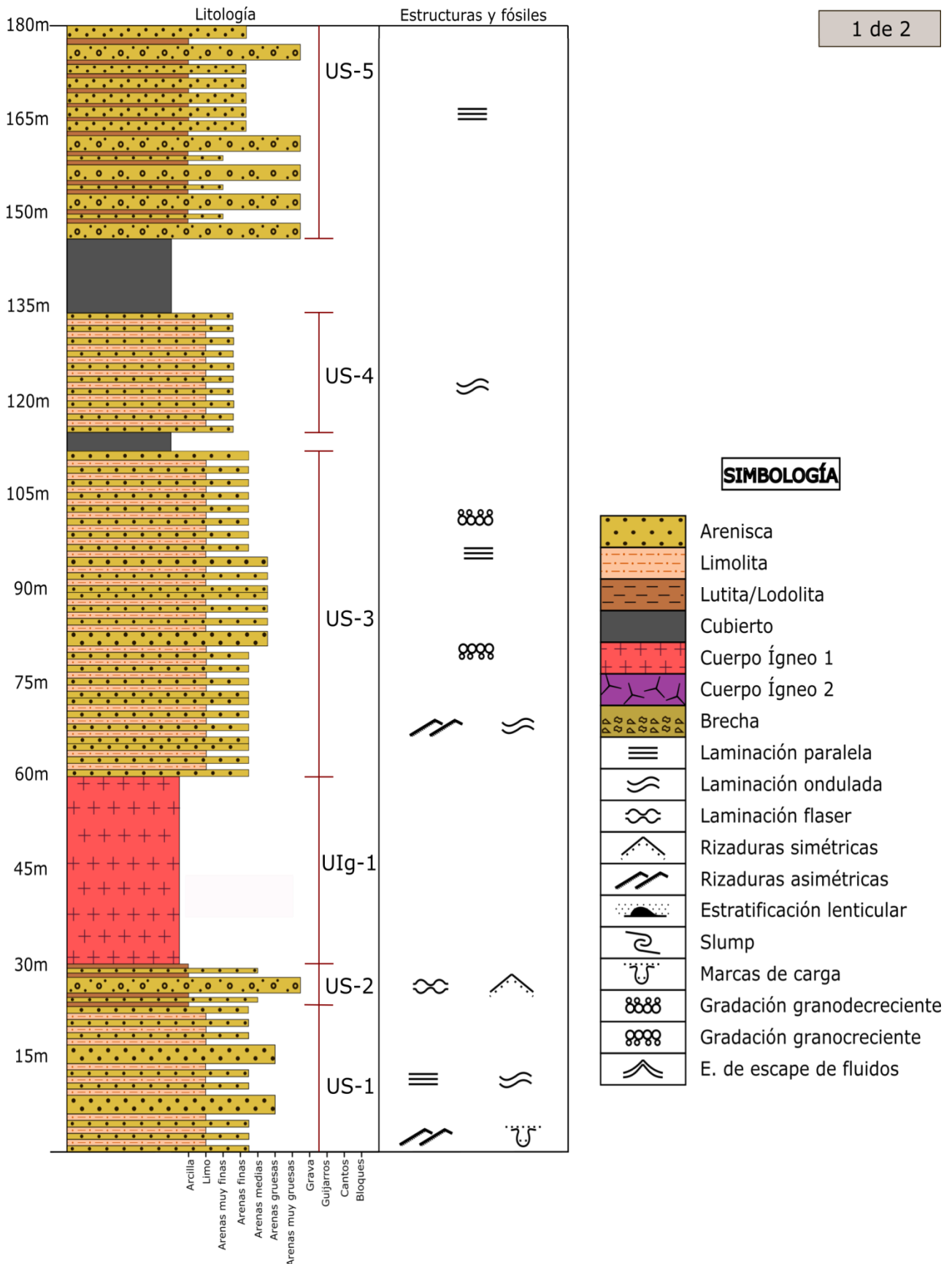


Figura 22 A. Columna estratigráfica medida en La Esperanza-Tepehuixco, Hidalgo (Parte I).

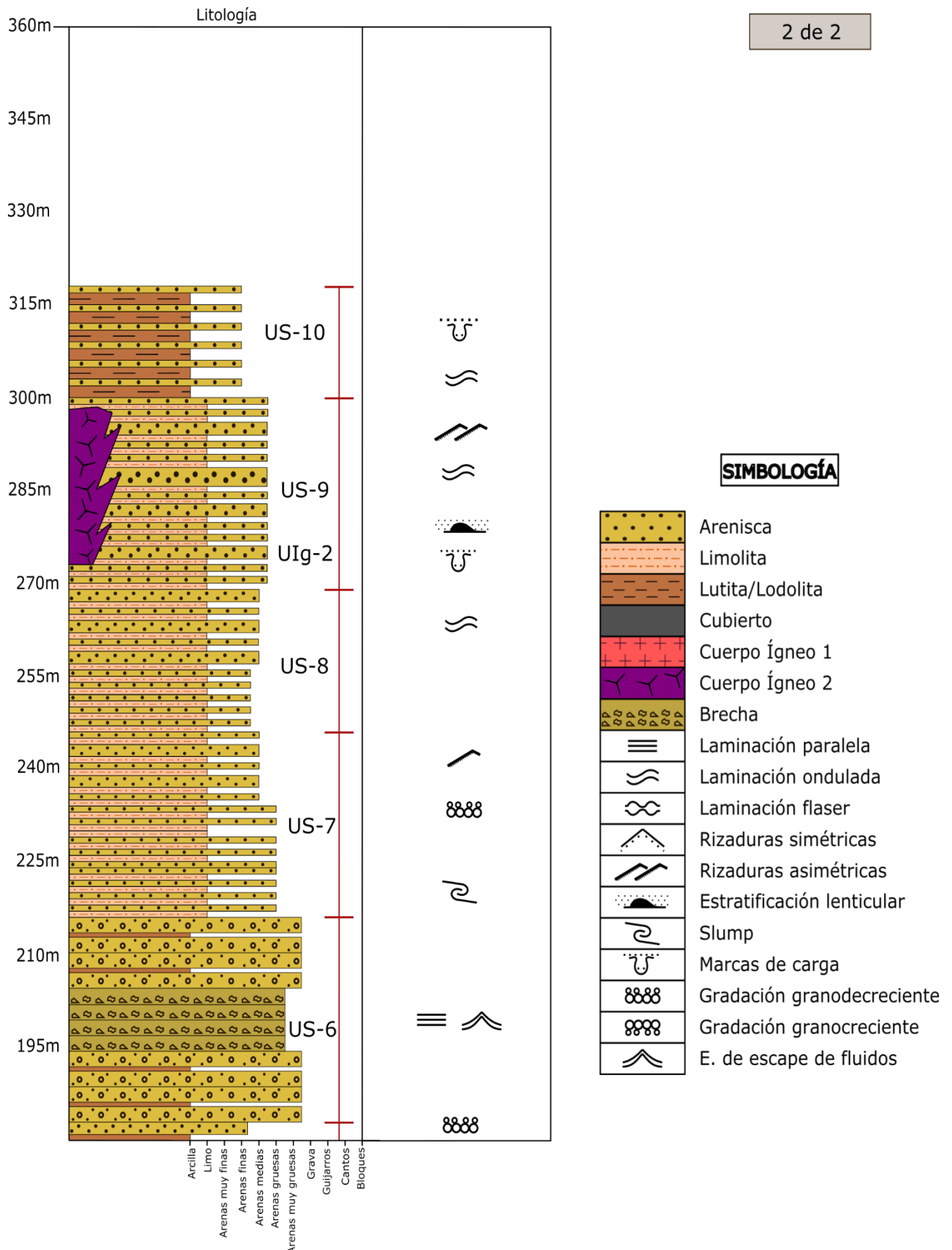


Figura 22 B. Columna estratigráfica medida en La Esperanza-Tepehuixco, Hidalgo (Parte II).

- **US-3:** 60-113 metros

Intercalación de areniscas y limolitas con distribución aleatoria, sin embargo también varía el espesor de los estratos y tamaño de grano de base a cima. La base presenta un ligero plegamiento y está compuesto por areniscas claras marrón-ocre de grano fino-medio (LE-4), en estratos tabulares y medianos de 5-40 cm, con limos arenosos laminados de gris-oscuro en estratos entre 1-8 cm (LE-3). Hacia la parte media, las areniscas aumentan a grano medio y grueso y el espesor a 20-60 cm; la porción limosa es masiva y las estructuras que se presentan son rizaduras y laminaciones onduladas. En la parte superior las arenas presentan laminación paralela, disminuye el espesor de los estratos a 5-15 cm y vuelve a arenas finas-medias, las limolitas mantienen el espesor a lo largo de toda la unidad.

- **113-116 metros:** Cubierto
- **US-4:** 116-134 metros

Intercalación de areniscas finas de tonalidades claras con limos oscuros en estratos medianos que varían entre 15-25 cm de espesor con relación 1:1, y distribuidos homogéneamente a lo largo de toda la unidad; presentan laminación ondulada y las superficies a la cima y base no son visibles.

- **134-146 metros:** Cubierto
- **US-5:** 146-183 metros

Se pueden diferenciar a lo largo de la unidad dos asociaciones litológicas, una de arenisca conglomerática (LE-5) y otra de una intercalación de arenisca-lutita. La arenisca conglomerática masiva de color gris-verdoso, se presenta en grandes espesores tabulares que varían de 1-3 metros con superficies netas, entre ellos se encuentran pequeños horizontes de limolitas-areniscas.

Hacia la base, la unidad presenta areniscas de grano fino masivas, en estratos gruesos de 20-50 cm con lutitas negras en estratos delgados de 1-10 cm. Próxima a la cima, la intercalación aumenta a arenas medias en estratos de 40 cm-1 m y lutitas de 5-20 cm. La asociación de estratos es aleatoria; los estratos tienen una geometría tabular, y presentan a la base pliegues abiertos.

- **US-6:** 183-216 metros

Secuencia que consta de arenisca conglomerática separada por una serie de estratos de brecha. La arenisca está dispuesta en estratos muy gruesos y tabulares que presentan delgados horizontes internos de limos; hacia la parte inferior del segmento son de 2-3 m de espesor, en la parte superior varían de 60 cm a 1m y el tamaño de grano disminuye a areniscas gruesas en la cima. La brecha se presenta en estratos gruesos de 1-2 m con una matriz de arenisca de grano medio-grueso, con clastos angulosos de limolita; se presentan estructuras de escape de fluidos (LE-6).

- **US-7:** 216-246 metros

Unidad que hacia la base tiene una superficie difusa, consta de una intercalación de areniscas y limolitas con distribución aleatoria. En la parte inferior de la unidad se encuentran slumps, la intercalación se presenta en estratos de areniscas de grano grueso de 1-20 cm y limos de 5-10 cm. Hacia la parte superior el tamaño de grano disminuye a arenas medias, los estratos aumentan a 10 cm-1m y los limos permaneces igual; los estratos son tabulares y en algunos se presentan rizaduras, en algunas superficies de lutitas se presentan estrías de deslizamiento.

- **US-8:** 246-270 metros

Unidad con base difusa que consta de una serie de intercalaciones de areniscas y limolitas, de las cuales a lo largo de la unidad se pueden diferenciar dos: una parte más delgada que consiste de areniscas masivas de grano medio-fino en estratos tabulares de 5-20 cm y limolitas con estratos de 5-10 cm, con relación 1:1 y ligeramente plegado. La más gruesa está compuesta por areniscas de grano grueso en estratos de 15-60 cm y limolitas en estratos de 5-10 cm con relación 2:1; presentan estratificación y laminación ondulada.

- **US-9:** 270-300 metros

Unidad compuesta por una intercalación de areniscas y limolitas. Hacia la base consiste en areniscas de grano medio en estratos de 5-15 cm con limos de 3-10 cm en relación 1:1; presentan marcas de carga y estratificación lenticular. Hacia la parte superior, los estratos de areniscas aumentan a 5-40 cm y los de limos a 5-20 cm. En esta parte de la unidad se

observan rizaduras, estratificación lenticular, estratificación y laminación ondulada. A lo largo de la intercalación, se encuentran aleatoriamente estratos aislados de 20-40 cm de areniscas de grano medio-grueso. **Ulg-2** es un cuerpo ígneo color negro (LE-7) intrusión a la intercalación perpendicularmente casi a toda la unidad. Además, en la parte media se presenta un estrato muy grueso de 5 metros de arenisca de grano medio-grueso delimitado por pequeñas fallas normales.

- **US-10:** 300-318 metros

Unidad que a la base tiene superficie neta y consta de una intercalación de lutitas negras (LE-8) en estratos medianos-gruesos que varían entre 10 cm hasta 1 m y de areniscas de grano medio-fino en estratos de 5-20 cm en relación 2:1, con una asociación de estratos rítmica. Algunos estratos de arenisca presentan acuñamientos y se observan marcas de carga, estratificación y laminación ondulada a lo largo de la unidad.

3.3.2. Petrografía de muestras representativas

- **Muestra LE-1**

Muestra sedimentaria clástica con dos horizontes litológicos de diferente granulometría. Se observa una parte más fina y oscura en la que también varía el tamaño de grano, es en general limosa con un porcentaje de partículas de tamaño arena de grano muy fino bien redondeado. Esta parte de la muestra podría clasificarse texturalmente como una **limolita arenosa**.

En la porción de la muestra de grano más grueso la granulometría es de arena media-fina, presenta un porcentaje del 15% en matriz. Los componentes de la muestra son feldespatos -potásicos y plagioclasas- (60%), carbonatos (25%), cuarzo (10%), minerales opacos (4%), micas (1%) y escasos fragmentos líticos. Los clastos son en su mayoría subredondeados a excepción de algunos fragmentos tabulares de feldespatos. La selección es moderadamente buena, con escasos contactos entre granos de tipo puntual.

La muestra presenta una alteración significativa en los feldespatos, presentando una tonalidad marrón-naranja en algunas partes y no se observan sus maclas en luz polarizada. Los carbonatos se presentan como fragmentos líticos y como cementante.

Según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1973) esta parte de la muestra corresponde con una **grauvaca feldespática (Figura 23)**.

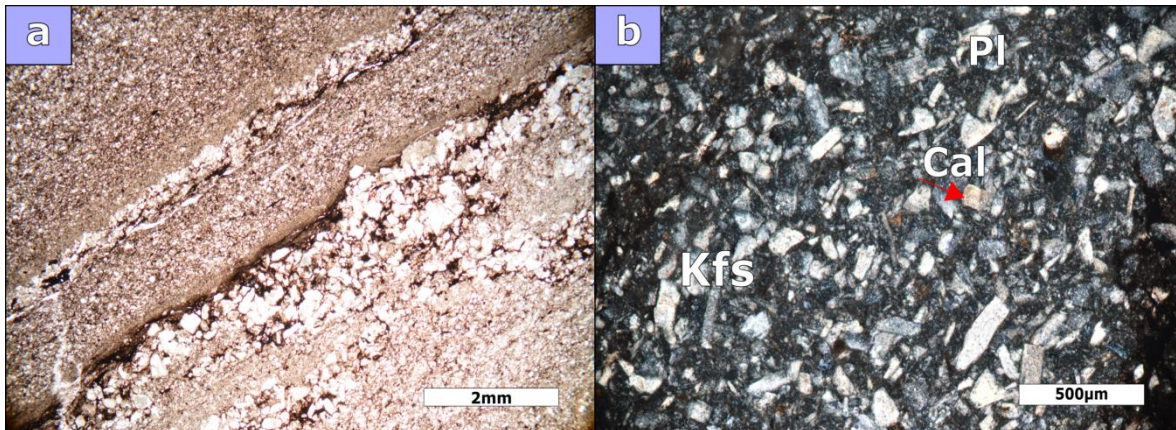


Figura 23. Muestra LE-1: *Grauvaca feldespática*. a) Laminaciones de las dos litología: hacia la parte superior limolita e inferior grauvaca. Luz paralela 2.5X. b) *Grauvaca feldespática*, se observan fragmentos de feldespatos potásicos (Kfs), plagioclasas (Pl), calcita (Cal) y fragmentos líticos. Luz polarizada 10X.

- Muestra LE-2

Muestra de roca de origen ígneo, hipocristalina y presenta textura porfídica. La matriz tiene un porcentaje aproximado de 60% en la muestra, está compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasas en una textura hialopilitica.

Del contenido de fenocristales en la muestra, los feldespatos subhedrales representan el 40%, plagioclasas subhedrales 45%, clorita anhedral como alteración 12% y minerales opacos (3%). Presentan variabilidad de tamaño, desde microfenocristales (0.1 mm aprox.) hasta fenocristales (5 mm), los micro y fenocristales de feldespatos y plagioclasas forman una textura seriada. Algunos cristales de plagioclasas presentan un zoneamiento concéntrico, se percibe un par de fragmentos de cuarzo y minerales secundarios, se observan fragmentos calcáreos (posiblemente fósiles) y carbonatos rellenando fracturas y algunas cavidades, aunque también es mínimo.

En la región superior derecha de la muestra, se observa un agregado de cristales (glomerocristal), con cristales más gruesos que la matriz y consta de plagioclasas, feldespatos y clorita en formas subhedrales. En la muestra la alteración en los feldespatos

no es muy profunda, pues es evidente en los fenocristales de feldespatos-k y plagioclasas, pero escasamente en la matriz.

La muestra según la clasificación de la IUGS (1989) corresponde con un **basalto porfídico**.

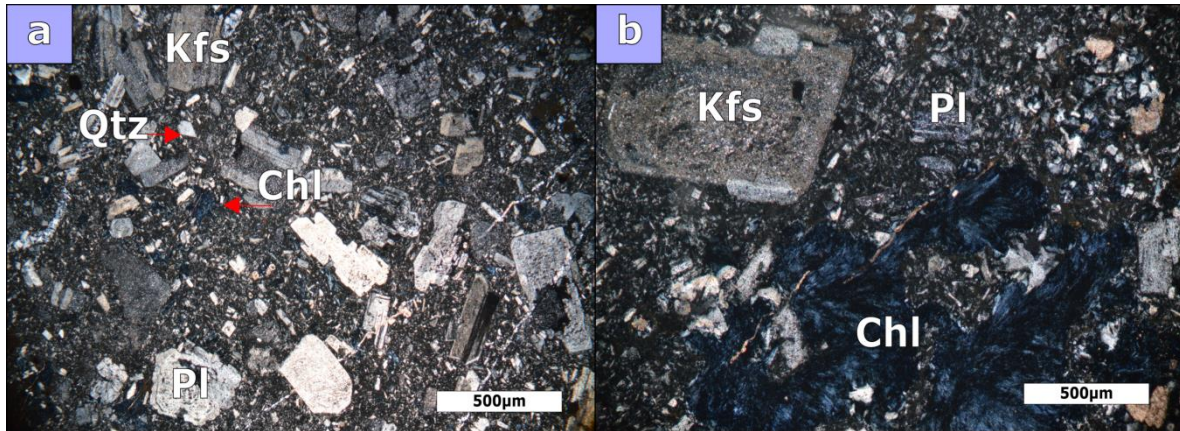


Figura 24. Muestra LE-2: Basalto porfídico. a) y b) Nícoles cruzados 10X. Micro y fenocristales de feldespato (Kfs), plagioclasas (Pl), clorita (Chl), cuarzo (Qtz) y otros, en una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa.

- Muestra LE-3

Muestra de roca de origen sedimentario. Presenta una matriz fina compuesta por lodo carbonatado y arcilla en una especie de mezcla, la cual es aproximadamente el 60% del total de la muestra. Del contenido de los componentes, los principales son feldespatos (60%), cuarzo (15%), fragmentos de roca (20%), carbonatos (5%). Son en general de tamaño arena muy fina y por la abundancia de los feldespatos, en su mayoría son tabulares y subangulosos.

Por el tamaño general de grano en la muestra, la clasificación es buena. Es submadura texturalmente por la abundancia de matriz y cementante; el empaquetamiento es matriz-sostenido, por lo que no presenta contacto entre granos. Presenta varias laminaciones paralelas de la matriz arcillosa, en la que también se observan fragmentos de tamaño arena fina. En la parte más arenosa la tonalidad es amarillenta-marrón claro, debido al componente en feldespatos y lodo carbonatado de esta parte de la muestra en la que también, se observa un porcentaje de fragmentos de calcita (carbonatos) subangulosos. Los fragmentos de minerales tienen un aspecto “más limpio”, en los feldespatos la alteración

es menos pronunciada que en otras muestras, además el cementante en algunos casos enmascara los fragmentos y la alteración.

Según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1973) la muestra corresponde con una **grauvaca feldespática** con matriz de lodo carbonatado (Figura 25).

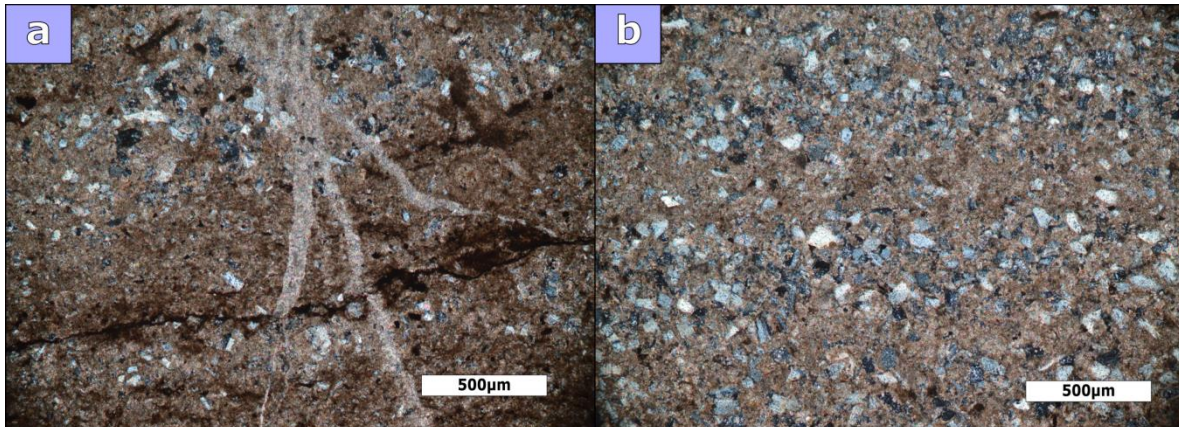


Figura 25. Muestra LE-3: *Grauvaca feldespática*. a) y b) Nícoles cruzados 10x. Matriz de lodo carbonatado y arcilla, con granos de tamaño arena fina de feldespatos, plagioclasas, fragmentos de roca y otros componentes.

- Muestra LE-4

Muestra de roca sedimentaria con matriz compuesta por arcilla y cementante calcáreo, representa más del 15% de la muestra. Del contenido de los componentes, los feldespatos representan el 50%, cuarzo 15%, fragmentos de roca 15%, carbonatos 15% y opacos 5%. El tamaño de grano es de arena fina, son subredondeados y bien clasificados. El empaquetamiento es matriz sostenido, aunque se observan algunos contactos entre granos puntual y tangencial. La roca texturalmente es submadura.

La muestra presenta un porcentaje considerable de carbonatos: como posibles fragmentos de fósiles, que no son distinguibles debido a la fragmentación de éstos y al tamaño de los granos; algunos fragmentos de calcita y como cementante. Los granos de feldespatos parecen enmascarados por el cemento, por lo que también en esta muestra, la alteración de éstos no se percibe como una alteración profunda.

Según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1973) la muestra corresponde con una **grauvaca feldespática** (Figura 26).

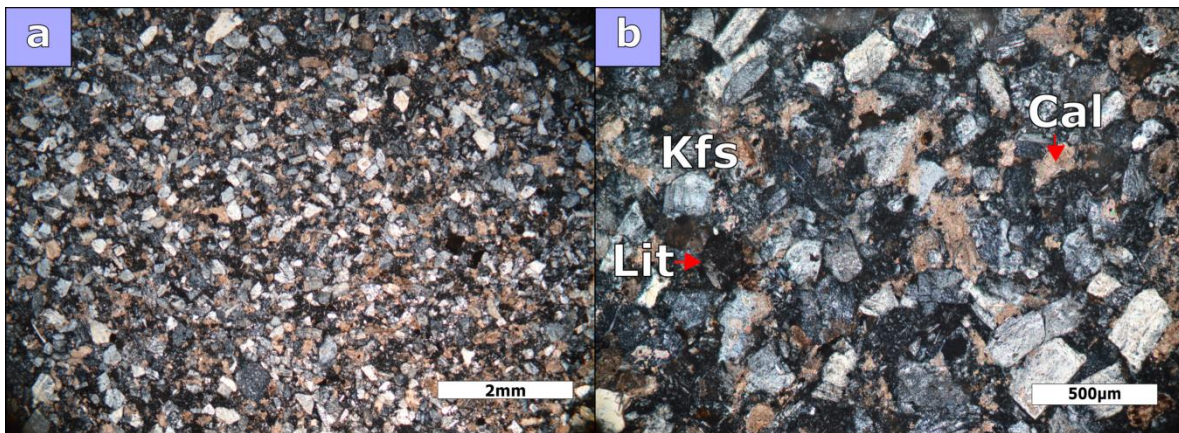


Figura 26. LE-4: *Grauvaca feldespática*. a) Nícoles cruzados 2.5X. Fragmentos de arena fina en matriz arcillosa con cementante calcáreo. b) Nícoles cruzados 10x. Cristales y fragmentos subredondeados de feldespato potásico (Kfs), calcita (Cal) y líticos (Lit).

- Muestra LE-5

Roca de origen sedimentario, la matriz arcillosa representa menos del 15% en la muestra y contiene porcentajes mínimos de cementante calcáreo. Del contenido de los granos la roca está compuesta por cuarzo (10%), feldespatos (45%), fragmentos de roca (25%), clorita (15%) y minerales opacos (5%). La granulometría es de arenas muy gruesas, aunque con fragmentos de roca y feldespatos de tamaños mayores a 4 mm en los que algunos tienen zoneamiento concéntrico. En su mayoría se presentan subredondeados, la clorita bien redondeada y la clasificación de la muestra es moderada. El empaquetamiento de la muestra es grano-sostenida y los contactos entre granos son puntuales y tangenciales.

La muestra presenta tonalidad marrón oscuro debido a los diferentes niveles en la alteración de los feldespatos, que en este caso es más intensa; al cruzar nículos la alteración hace que en los fragmentos no se distinguen claramente las maclas. Además, hay gran cantidad de fragmentos de roca que tienen tonalidad oscura. Los fragmentos de roca son de varios tipos: lutitas, ígnea, fragmentos fósiles y algunos de caliza.

Según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1973) la muestra corresponde con una **arcosa** (Figura 27).

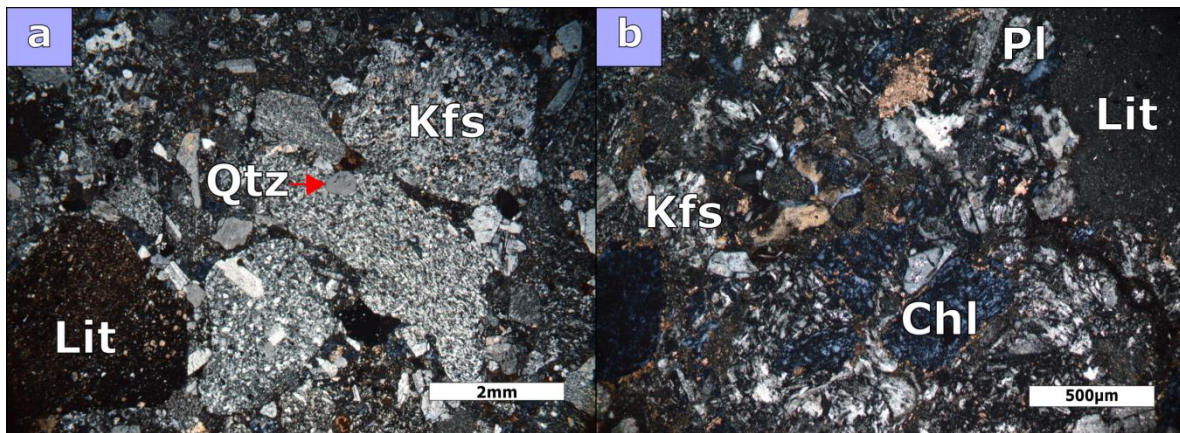


Figura 27. Muestra LE-5: Arcosa. a) Nícoles cruzados 2.5X. Fragmentos de feldespatos potásicos (Kfs), cuarzo (Qtz) y fragmentos de roca (Lit), algunos de tamaño de gránulos (grava). b) Nícoles cruzados 10X. Fragmentos de clorita (Chl) como mineral secundario de alteración.

- Muestra LE-6

Muestra de roca sedimentaria, presenta una matriz arcillosa menor al 15%. Del porcentaje total de granos que componen a la muestra, el cuarzo representa el 20%, feldespatos (55%), fragmentos de roca (15%), fragmentos de fósiles (6%), minerales opacos (3%) y micas verdes (1%). El tamaño de la granulometría es variada, la mayoría de los componentes son de arena de grano medio; sin embargo, los fragmentos de roca son mayores a 2 mm. Por su parte, los feldespatos y fragmentos fósiles van desde arena fina hasta algunos del tamaño de grava. Los granos en su mayoría están subangulosos-angulosos.

La clasificación es moderadamente mala, el empaquetamiento es grano-sostenido en el cual se observan contacto entre granos puntual, tangencial y en algunas partes completo (cóncavo-convexo). Presenta una coloración marrón-verdosa, esto por los componentes de la muestra que se están alterando; por ejemplo, el feldespato potásico es sensible a la alteración química y adquiere tonos turbios y color parduzco, además algunas micas se están cloritizando y adquiere una tonalidad más verde.

Según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1973) la muestra corresponde con una **arcosa** (Figura 28).

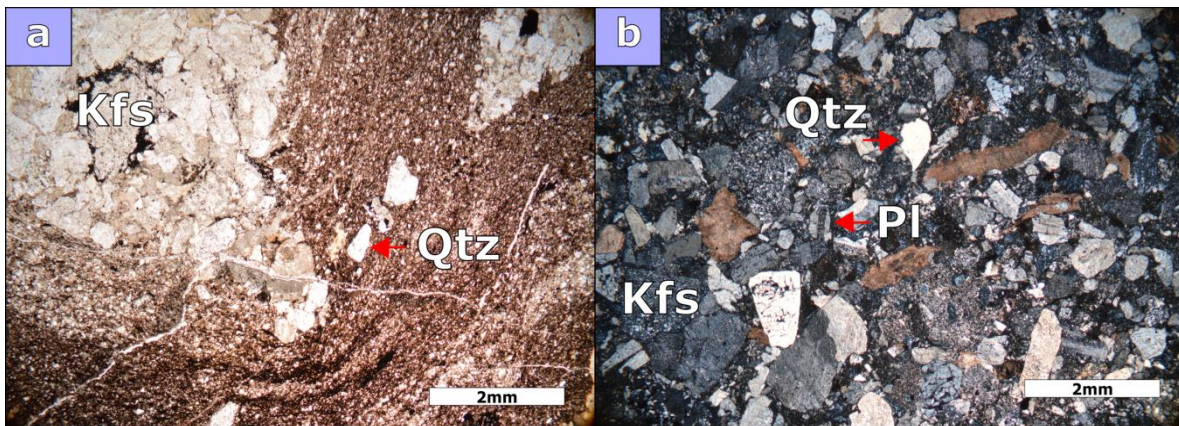


Figura 28. Muestra LE-6: Arcosa. Donde Kfs: Feldespato K, Pl: Plagioclasa, Qtz: Cuarzo. a) Nícoles paralelos 2.5X. Matriz arcillosa con aspecto de que un agregado de cristales (Kfs y Qtz) se introduce en ella, visible por las ondulaciones de la matriz alrededor del agregado. b) Fragmentos de minerales (Kfs, Pl y Qtz), LP-10X.

- Muestra LE-7

Roca de origen ígneo, hipocristalina, presenta textura fanerítica. La muestra presenta una especie de “pasta o matriz” compuesta por cristales de plagioclasas subhedrales (50%), vidrio (15%) y microlitos de micas (5%) que en algunas zonas se presentan en una textura pilotaxítica. Los otros componentes de la muestra son cristales que van desde los 0.5-4 mm y están compuestos de feldespatos (10%), piroxenos (10%) y olivinos (10%). Casi todos los componentes de la roca se presentan euhedrales; sin embargo, algunos se presentan en fragmentos subhedrales. Se observa una textura subofítica, donde un cristal de plagioclasa contiene uno de olivino de forma parcial (**Figura 29**).

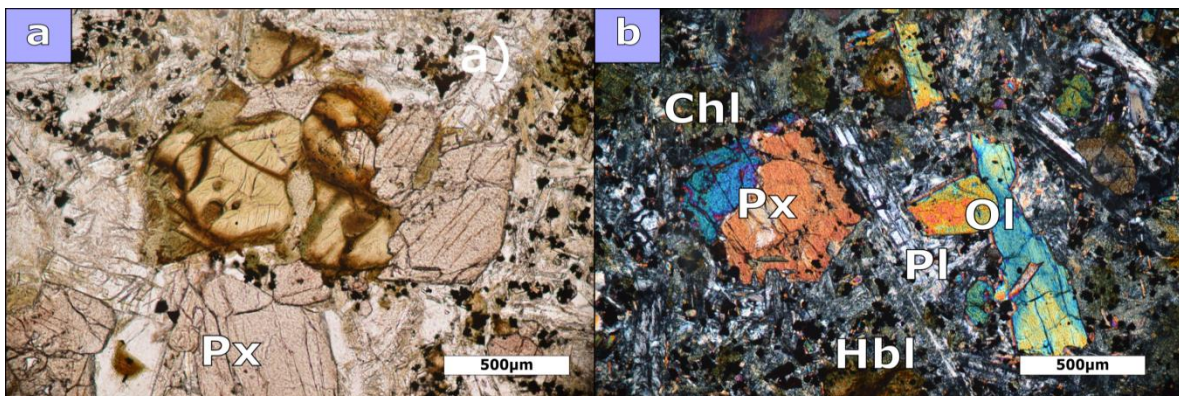


Figura 29. Muestra LE-7: Gabro. Donde Px: Piroxeno, Ol: Olivino, Chl: Clorita y Hbl: Hornblenda. a) Nícoles paralelos 10X. Piroxeno marrón-rojizo y olivino que está siendo alterado a iddingsita en el centro de la fotografía. b) Se observa en el extremo derecho cristales de olivino “embebidos” parcialmente en uno de plagioclasa (textura subofítica). Nícoles cruzado 10X.

La alteración se observa en algunos cristales de olivino casi totalmente alterados a iddingsita. Se observan algunos fragmentos anhedrales de hornblenda y clorita síntoma de la alteración que presentan los minerales y el vidrio de la muestra. Algunas de las plagioclasas alteran a sericita, las micas y un porcentaje del piroxeno están alterando a clorita, por lo que la tonalidad de la muestra se presenta en tonalidades verdosas.

Según la clasificación de la IUGS (1989) la muestra corresponde con un **gabro**.

- **Muestra LE-8**

Muestra de roca de origen sedimentario, se observan dos litologías una muy fina y oscura, y otra más gruesa y más clara. La parte fina presenta laminaciones y podría corresponder con una **lutita carbonosa**.

El contenido de los componentes en la parte más gruesa consta de feldespatos (50%), cuarzo (20%), fragmentos de roca (15%), micas (5%) y minerales opacos (10%). La matriz es arcillosa con un ligero contenido de carbonato de calcio como cementante que representan más del 15 % de la muestra. El tamaño de grano es en general de arena fina, pero en una porción de la muestra el grano llega hasta arenas medias. La mayoría de los componentes están muy bien redondeados y la clasificación es moderadamente buena.

El empaquetamiento es matriz-sostenido, aunque se pueden observar algunos contactos entre granos de tipo puntual y tangencial. En algunos cristales se presenta la alteración común en los feldespatos y en las micas, por lo que la coloración que presenta es marrón.

Según la clasificación de Pettijohn et al. (1973) la muestra corresponde con una **grauvaca feldespática** de grano fino (**Figura 30**).

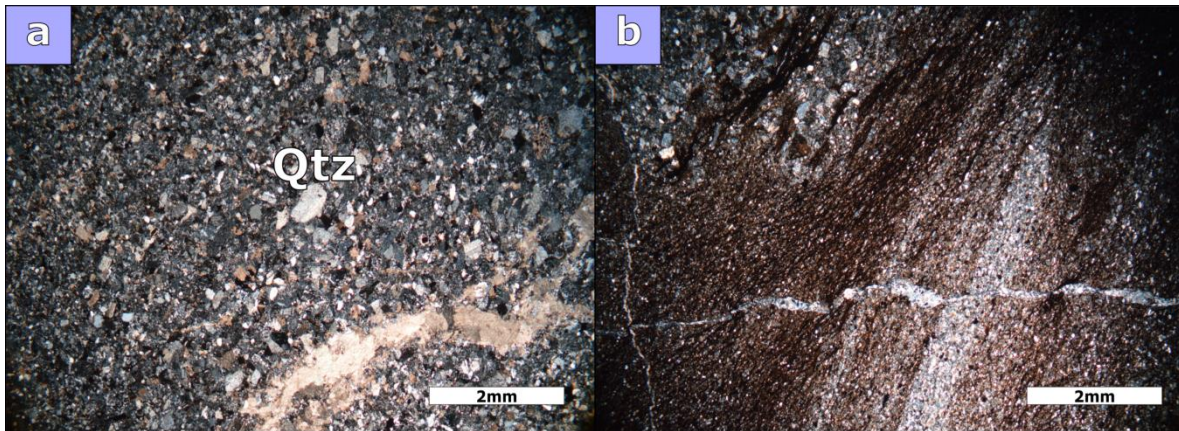


Figura 30. Muestra LE-8: *Grauvaca feldespática*. a) y b) Nícoles cruzados con aumento 10X. Izq. Fragmentos de cuarzo (Qtz) y otros minerales de tamaño de arena fina. Der. Delgadas láminas de granos tamaño de limo-arcilla.

3.3.3. Análisis sedimentológico-estratigráfico y características del ambiente de depósito

Para el análisis sedimentológico y estratigráfico (de las unidades clásticas) de este afloramiento se utilizó el modelo de sistemas turbidíticos antiguos propuesto por Mutti (1972). A pesar de no tener continuidad lateral amplia, las relaciones y variación de litología son evidentes por lo que se identificaron litofacies, se tomó la nomenclatura de litofacies del modelo anterior y, se reconocen y se describen en el afloramiento con las características siguientes (**Figura 31**):

- **Facies A:** arenisca conglomerática-gruesa (LE-5) en estratos tabulares de 1-3 m con superficies netas, a veces con ligera gradación normal y, horizontes pequeños y clastos de limo
- **Facies B:** areniscas de grano grueso a medio-fino en estratos variables de 5 cm a 2 metros o más, de tonalidad gris-verdosa (claras), algunos estratos presentan acuñamientos, rizaduras, estratificación y laminación ondulada, ligeras ondulaciones e incluso plegamientos.
- **Facies C:** intercalación de areniscas de grano grueso-fino (LE-4) en estratos tabulares de 5 cm-1 m, con limos (LE-3) y/o lutitas de 1-10 cm y 1-20 cm, respectivamente; las

areniscas son estratodecrecientes y algunos presentan gradación normal. Se observa laminación ondulada, rizaduras y plegamiento.

- **Facies E:** intercalaciones de areniscas de grano medio-fino en estratos de 5-40 cm, con limolitas (LE-1) y lutitas (LE-8) en estratos de 5-30 cm y 5-10 cm (hasta 1 m al final de esta columna) respectivamente. Presentan superficies netas y onduladas, algunas erosivas; marcas de carga, rizaduras, laminación plana-ondulada, en ocasiones estratificación lenticular, flaser y acuñamientos.
- **Facies F:** brecha y areniscas de grano grueso-medio que presentan rasgos de los depósitos caóticos. La brecha (LE-6) se presenta en estratos de 1-2 m, clastos de limolita con ondulaciones y estructura de escape de fluidos. La arenisca se presenta en estratos de 10 cm-1 m, a veces estratodecreciente y gradación normal intercalados con limos de 5-10 cm. Se observan superficies difusas, rizaduras, slumps y estrías de deslizamiento.
- **Basalto:** roca ígnea (LE-2), hipocristalina y textura porfídica. La matriz tiene un porcentaje aproximado de 60% en la muestra, está compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasas en una textura hialopilitica. Del contenido de fenocristales en la muestra, los feldespatos subhedrales representan el 40%, plagioclasas subhedrales 45%, clorita anhedral como alteración 12% y minerales opacos (3%). La muestra según la clasificación de la IUGS (1989) corresponde con un **basalto** porfídico.
- **Gabro:** roca ígnea (LE-7), hipocristalina, presenta textura fanerítica. La muestra presenta una especie de “pasta o matriz” compuesta por cristales de plagioclasas subhedrales (50%), vidrio (15%) y microlitos de micas (5%) que en algunas zonas se presentan en una textura pilotaxítica. Los otros componentes de la muestra son cristales que van desde los 0.5-4 mm y están compuestos de feldespatos (10%), piroxenos (10%) y olivinos (10%). Según la clasificación de la IUGS (1989) la muestra corresponde con un **gabro**.

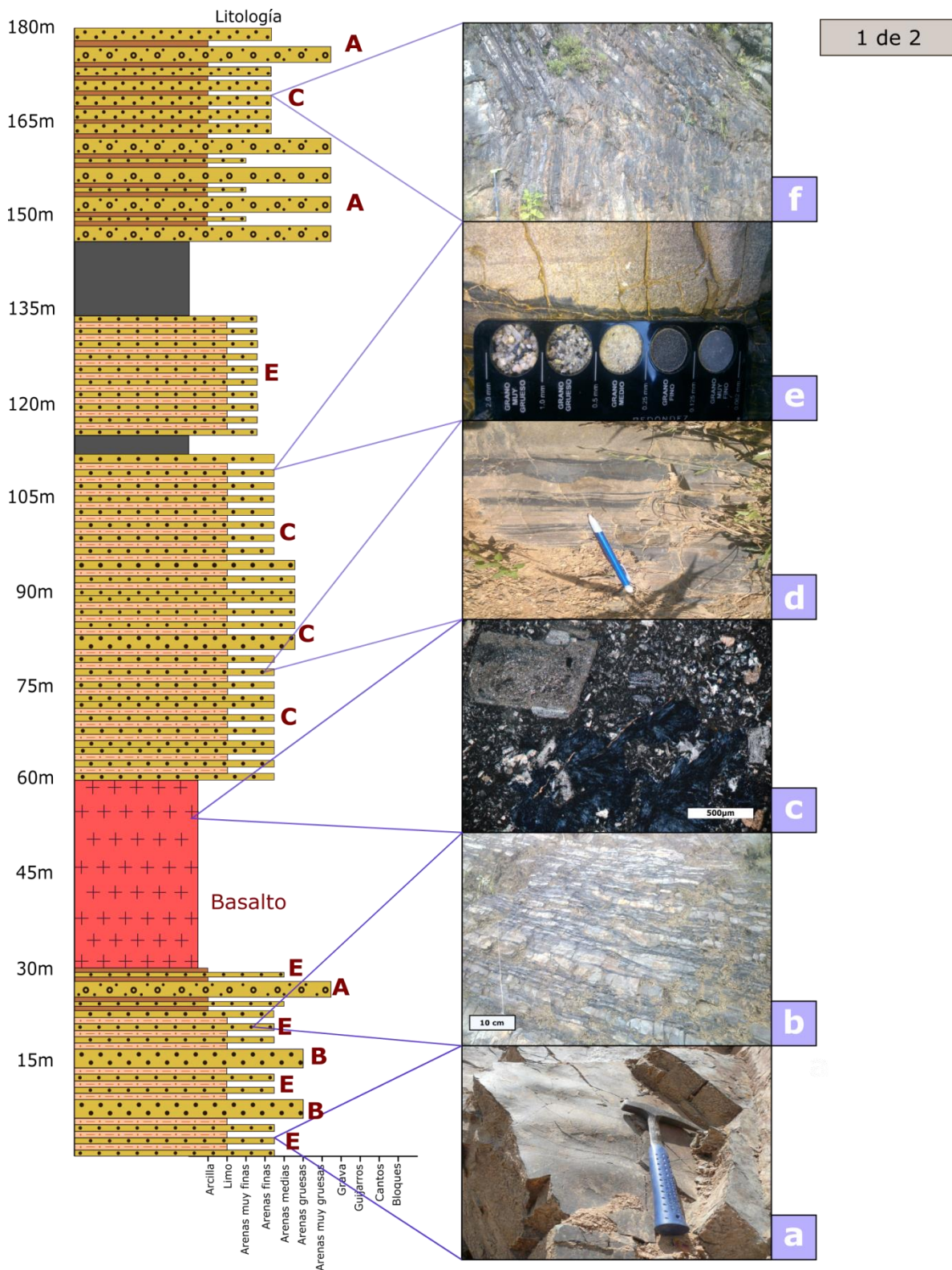


Figura 31 A. Columna estratigráfica del afloramiento de La Esperanza-Tepehuixco. Hgo., en donde se incluyen las facies identificadas y algunos rasgos distintivos. a) Rizaduras. b) Laminación flaser. c) Lámina delgada, basalto. d) Rizaduras y laminación ondulada. e) Arenisca media-fina, ligera gradación normal. f) Pliegues en intercalación areniscas-lutitas.

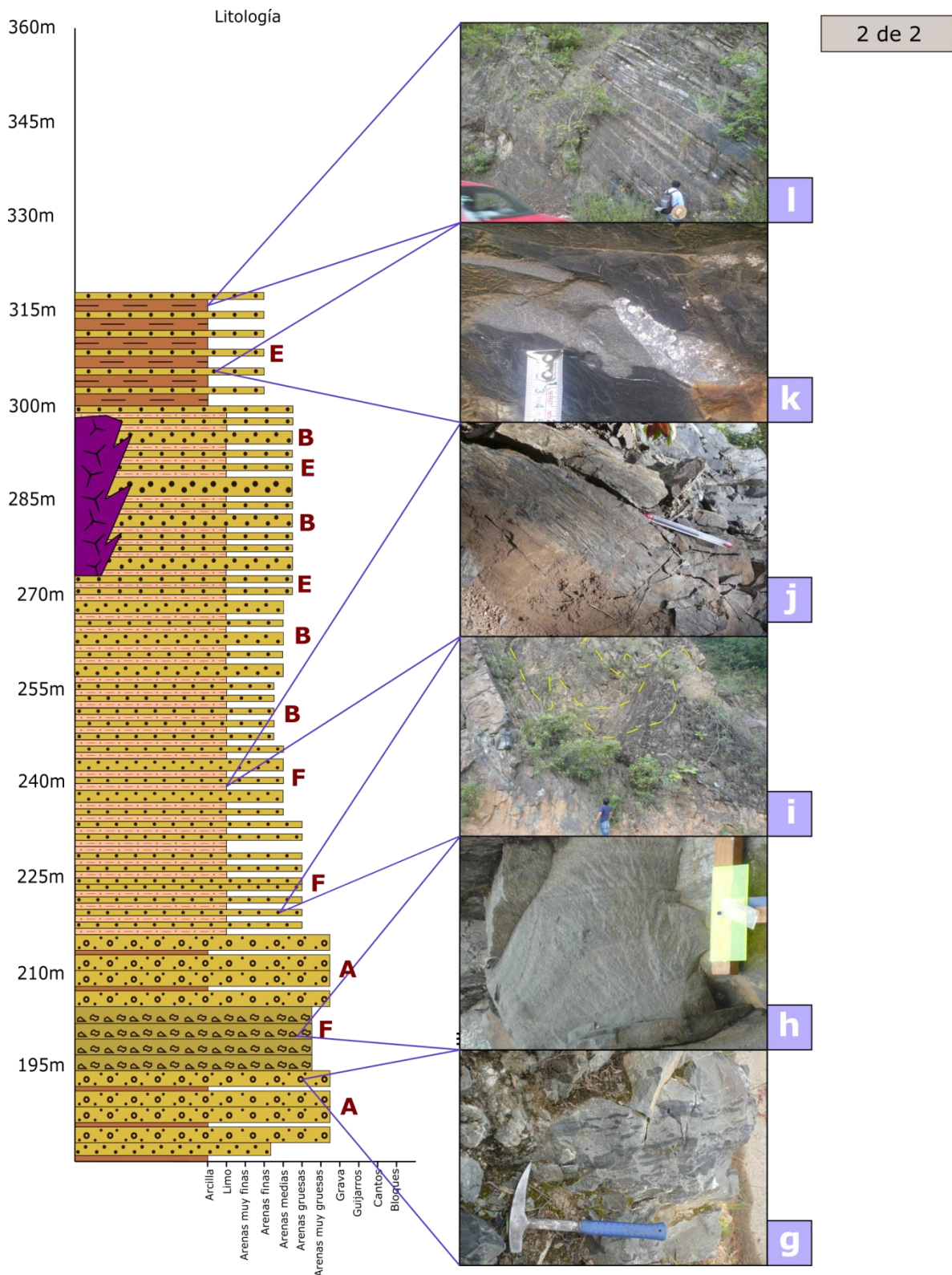


Figura 31 B. Columna estratigráfica del afloramiento La Esperanza-Tepehuixco. Hgo., en donde se incluyen las facies identificadas y algunos rasgos distintivos. g) Brecha. h) Estructura de escape de fluidos. i) Slumps. j) Estrías de deslizamiento. k) Marca de carga. l) Intercalación lutita-arenisca.

En este afloramiento se optó por agrupar las litofacies descritas, en asociaciones de facies según su relación genética y a partir de ella, poder hacer inferencias sobre el paleoambiente y el proceso sedimentológico que originaron tales depósitos.

A la base de la sección en este afloramiento se encuentran areniscas a veces masivas, de grano grueso-medio en estratos gruesos de 1-5 m, que se asigna como Facies B; intercalados con areniscas de grano fino-medio y limos (limolita arenosa), en estratos de 10-40 cm y 5-30 cm respectivamente que corresponden con la Facies E. Estas dos facies presentan acuñamientos, rizaduras, marcas de carga, laminación plana y ondulada, y algunas superficies erosionadas. Entre la intercalación de las Facies E, la cual también presenta estructuras flaser; se encuentra un estrato de Facies A de arenisca conglomeráticas de 3 metros con abundantes clastos de limolitas (**Figura 31, A**).

A esta asociación le suprayacen intercalaciones de arenisca de grano grueso a fino en estratos tabulares de 5-60 cm y limos arenosos (grauvaca feldespática con matriz de lodo carbonatado, LE-3) en estratos de 1-10 cm. Presenta características de la secuencia Bouma, ya que la intercalación presenta gradación normal, incluso inversa y estratocreciente; las arenas gruesas presentan laminación ondulada y las arenas más finas rizaduras, por lo que se asigna como Facies C. Por encima de esta facies, se encuentra una intercalación de areniscas finas y limos oscuros, en estratos tabulares de 15-25 cm, con laminación ondulada y en relación 1:1, que podría corresponder con Facies E (**Figura 31 A**).

La asociación de facies anterior, formada por cuerpos arenosos y escasos conglomerados representados por facies A y B con alternancia de estratos plano-paralelos de facies E y en ocasiones también C, ha sido descrita por varios autores en numerosas cuencas turbidíticas (Walter, 1966 a, 1966 b; Jacka *et al.*, 1968; Kelling & Woollands, 1969; Mutti, 1969; Stanley & Unrug, Stanley, 1969; Normark & Piper, 1969; Piper, 1970b; en Mutti *et al.*, 1972). Estos autores interpretan esta asociación de facies como indicativo de una deposición de un ambiente de abanico submarino; y según el modelo de Mutti *et al.* (1972), corresponde a una asociación de facies de abanico medio.

La siguiente asociación de Facies consta de arenisca conglomerática-gruesa (arcosa) en estratos tabulares de 60 cm-3 m, con ligera gradación normal y con horizontes internos de limo (Facies A), intercalada con areniscas de grano medio-fino masiva, en estratos de 20 cm a 1 m y lutitas negras en estratos de 1-20 cm, los estratos se presentan tabulares, la secuencia es estratocreciente hacia la cima y se presentan plegamientos (Facies C). Se clasificaron como depósitos caóticos de Facies F, a la brecha en estratos gruesos de 1-2 m con clastos angulosos de limolita, también a las areniscas de grano grueso-medio en estratos tabulares de 1 cm-1 m, intercalados con limos en estratos de 5-10 cm; estas facies caóticas presentan gradación normal, estratocreciente, superficies difusas, slumps, rizaduras y estrías de deslizamiento. La brecha presenta ligeras laminaciones y estructura de escape de fluidos. Las estructuras presentes indican desplazamiento por gravedad de sedimentos inestables, semiconsolidados (slumps), pérdida súbita de agua por escape, en sedimento sin consolidar (estructura de escape de fluidos) y las estrías presentes, evidencia del deslizamiento. Esta asociación de facies en el modelo de Mutti *et al.* (1972) corresponde con un abanico interno.

Por último, se observan la intercalación de areniscas grueso a media-fina con limos en estratos tabulares de 5-60 cm y 5-10 cm, respectivamente que corresponde con las Facies B, y la intercalación de areniscas gruesa-media y limos de las Facies E. La facies B presenta plegamientos, estratificación y laminación ondulada, y pequeñas fallas normales. La facies E también presenta rizaduras, marcas de carga, estratificación y laminación ondulada, a veces estratocreciente. Además en la parte superior de la columna, esta facies se compone por lutitas negras y areniscas de grano medio a fino, los estratos de lutitas son de espesor más grueso y las arenas presentan acuñamientos. Estas facies están asociadas con el depósito por flujo de granos, que disminuye para depositar lutitas en estratos gruesos y está asociado con zonas de canalización, según Mutti *et al.* (1972), corresponde a una asociación de facies de abanico medio.

3.4. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

Para realizar las inferencias en el paleoambiente de las dos sucesiones medidas en el área de estudio, se hicieron a partir del análisis de las litofacies descritas y de las asociaciones que se plantearon.

En el primer afloramiento Pemuxco-La Media Cuesta, los depósitos se generaron a partir de diferentes tipos de corrientes, desde flujos de escombros que formaron las facies de los bloques de caliza (*B-Cz*) hasta corrientes turbidíticas de baja velocidad que generan a las facies más finas (*Are-A* y *Are-E*). En la columna estratigráfica se observan estas variaciones de energía, puesto que de la base a la parte media de la columna el predominio de los bloques de caliza (*B-Cz*) es evidente; en la parte superior, el nivel de energía disminuyó al encontrarse facies más finas y granodecrecientes como las de *Are-A* y *Are-E*.

En el afloramiento La Esperanza-Tepehuixco se utilizó la clasificación y asociación de Facies de Mutti *et al.*, 1972, por lo que a lo largo de la sección se reconocen diferentes asociaciones: hacia la parte inferior y superior de la columna corresponden a facies delgadas como las Facies *A*, *B* y *E*; y hacia la parte media se reconocen facies más gruesas y caóticas (*Facies A*, *C*, *E* y *F*).

En la Formación Tuzancoa se han reportado diferentes fósiles (Carrillo-Bravo, 1965; Pérez-Ramos, 1978; Arellano-Gil, *et al.*, 1998; Buitrón *et al.*, 2017). De acuerdo a la petrografía, se pudo observar que la columna estratigráfica en el afloramiento de Pemuxco-La Media Cuesta contiene abundantes fósiles preservados en los bloques de caliza que se interpretaron como Boundstone (arrecifes retrabajados); incluyen diferentes foraminíferos bentónicos, fusulínidos, crinoides, algas, bivalvos, gasterópodos, briozoarios, ooides, pellets y otros fragmentos retrabajados. Estos fósiles marinos, en general sugieren aguas relativamente poco profundas del borde de plataforma. Por el contenido fosilífero en la región, autores como Arellano *et al.*, 1998; Silva-Pineda, 1987; Buitrón *et al.*, 2017 y otros, han reportado edades del Pérmico Inferior (Leonardiano). En el afloramiento de La Esperanza-Tepehuixco, se observan escasos y fragmentados fósiles por lo que no pudieron identificarse.

Las rocas clásticas (afloramiento La Esperanza-Tepehuixco) varían de lutitas, limolitas y areniscas que presentan gran cantidad de feldespatos y fragmentos líticos; en la petrografía se clasifican como grauvacas feldespáticas y arcosas, algunas presentan ligero contenido de lodo calcáreo; reflejan inestabilidad tectónica debido a la variedad de sus componentes, su clasificación de moderada a mala y por el escaso contenido fosilífero retrabajado que no pudo identificarse. Además, se encuentra intercalado un gran bloque de flujo de lava que se clasificó como basalto. Por el contenido de feldespatos y fragmentos ígneos se puede sugerir una fuente volcánica no muy lejana. Rosales-Lagarde *et al.*, 2005, sugieren que las rocas paleozoicas de la Formación Tuzancoa se depositaron en una cuenca marina asociada a un arco volcánico durante la integración de Pangea a finales del Pérmico.

Por lo anterior y por las asociaciones de facies en los dos afloramientos, que sugieren como principal mecanismo de transporte de sedimentos a los flujos de escombros, de granos y flujos turbidíticos; se propone un modelo en el que inicialmente se depositaron los sedimentos carbonatados en los bordes de una plataforma clástica somera, que fueron removilizadas y redepositadas en áreas más profundas de la cuenca en zonas de pendiente o cañones que favorecieron el desplazamiento de los grandes bloques de caliza del afloramiento de Pemuxco-La Media Cuesta y los flujos volcánicos del afloramiento de La Esperanza-Tepehuixco, que de acuerdo a Mutti *et al.*, 1972 estas asociaciones corresponden con la parte superior y media de abanicos submarinos, por lo que tal vez nos encontremos en una transición del abanico superior al medio.

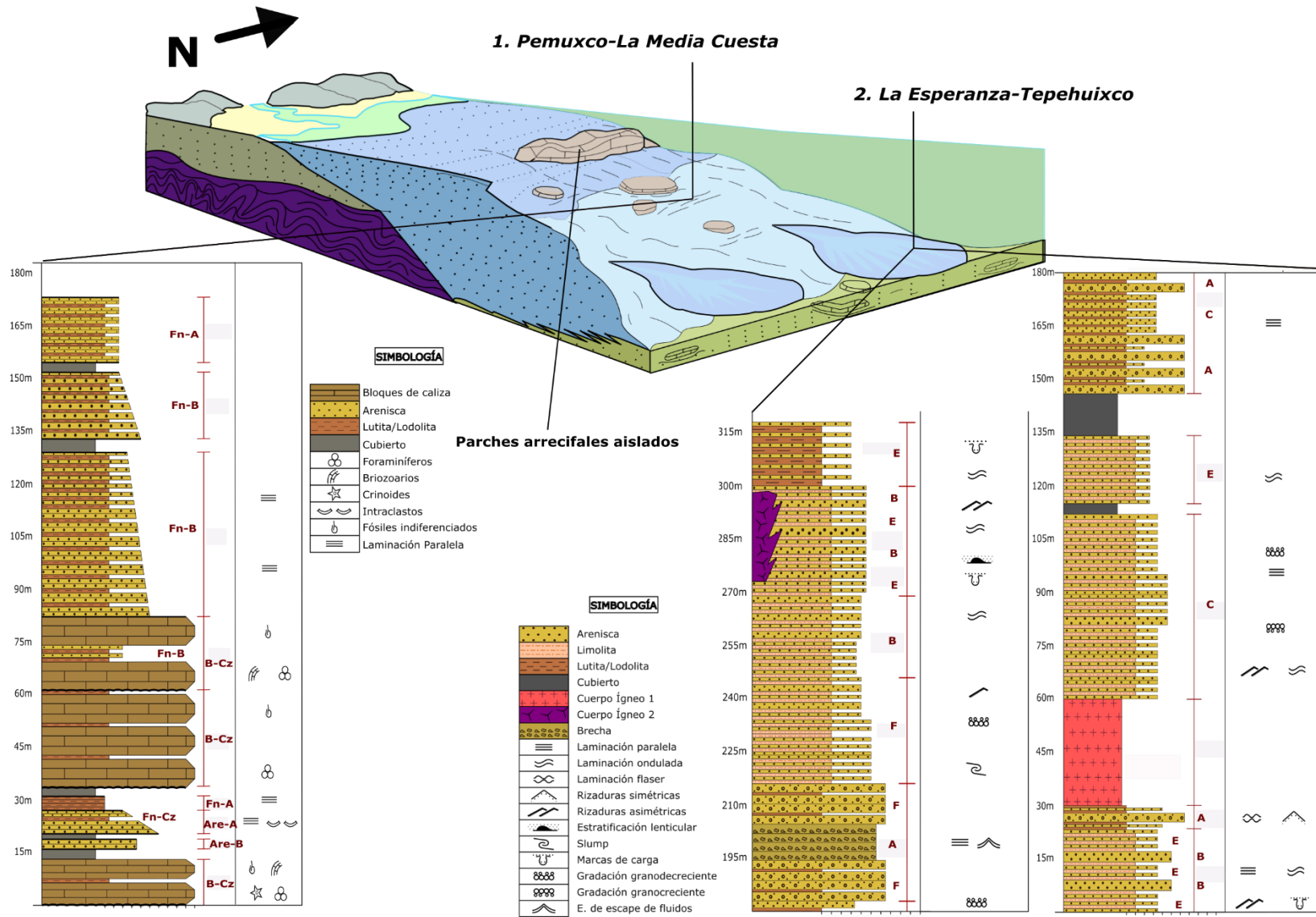


Figura 32. Modelo paleoambiental esquemático para la región Pemuxco-La Media Cuesta y La Esperanza-Tepehuixco. Se observan las facies presentes en el talud planicie abisal y las facies presentes en un abanico.

CONCLUSIONES

- La columna estratigráfica del afloramiento Pemuxco-La Media Cuesta se compone de 6 litofacies (Gruesa B-Cz, Arena A, Arena B, Fina A, Fina B y Fina-Cz).
- La asociación de fósiles (foraminíferos bentónicos, fusulínidos, crinoides, algas, bivalvos, gasterópodos, briozoarios, etc.), encontrada en los bloques de caliza de facies Gruesa B-Cz en el afloramiento Pemuxco-La Media Cuesta, sugieren que éstos se depositaron en plataformas clásticas con desarrollos arrecifales aislados.
- El afloramiento La Esperanza-Tepehuixco, a partir del modelo de facies de Mutti *et al.*, (1972), se compone de 5 litofacies; además, se describen 2 derrames de composición básica. Las facies son caóticas (A, C, E y F) y facies más delgadas (A, B y E). Los derrames corresponden con un basalto porfidítico y con un gabro.
- Las facies depositadas en ambos afloramientos y las estructuras sedimentarias que fueron posibles observar, sugieren como principal mecanismo de transporte de sedimentos a los flujos de escombros, de granos, bloques y flujos turbidíticos.
- A partir del análisis sedimentológico, las relaciones estratigráficas y las litofacies observadas se hicieron asociaciones de facies para cada afloramiento. Por lo que el modelo propuesto para la zona estudiada es uno en el que los sedimentos carbonatados se depositaron en plataformas clásticas relativamente someras, fueron removilizados y redepositados en áreas más profundas de la cuenca en zonas de pendiente o cañones que favorecieron el desplazamiento de los grandes bloques de caliza y de flujos volcánicos; según el modelo de Mutti *et al.* 1972 las otras asociaciones de facies (caóticas y turbidíticas) sugieren un ambiente de abanico submarino, en una transición del abanico superior al abanico medio.

BIBLIOGRAFÍA

- Arellano, G.J., Vachard, D., Yussim, S., Flores de Dios, A., 1998. Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico Inferior al Jurásico Inferior en Pemuxco, Estado de Hidalgo, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 9–13.
- Bonet, M.F., Carrillo-Bravo, B.J., 1961, Sobre la llamada Formación Paltotecoya: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13 (7-8), 259-268.
- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation: Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Buitrón, B.E., Patiño-Ruiz, J., Moreno-Cano, L., 1987. Crinoides del Paleozoico Tardío (Pensilvánico) de Calnali, Hidalgo. Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, v 1, p. 125-136.
- Buitrón-Sánchez, B. E., López-Lara, O., Vachard, D., Hernández-Barroso, A. S., 2017. Algunos crinoides (Echinodermata-Crinoidea) del Pérmico de la región de Pemuxco, Hidalgo. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. v. 69. Núm 1. P. 21-34.
- Burckhardt, C., 1930, Étude syntétique sur le Mésozoïque mexicain: Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, 40, 280 p.
- Campa, M. F., 1970, Clasificación de las rocas carbonatadas sedimentarias y su aplicación en un área de Poza Rica, Ver.: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 2, 1, 5-37.
- Cano, L.A., Patiño Ruiz J., 1981, Estudio del Paleozoico en la región de Calnali, Hidalgo: Ciudad de México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA), Tesis de Licenciatura, 64 p.
- Canseco-Sánchez, N.B., 2015, Análisis estratigráfico de la Formación Huizachal en la región de Tlahuelompa, Hidalgo: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 80 p
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979, K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5(1-2), 99-114.

- Cantú-Chapa, A., 1969, Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz (Área de Soledad-Miqueta): Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 1 (1), 3-9.
- Cantú, Chapa, A., 1971, La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro Este de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 3, 17-40.
- Cantú-Chapa, A., 1992, The Jurassic Huasteca Series in the subsurface of Poza Rica, eastern Mexico: Journal of Petroleum Geology, 15(3), 259-282.
- Cantú-Chapa, A., 1998, Las Transgresiones Jurásica de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 25-37.
- Carrillo, M., Suter, M., 1991, Región de Zimapán, Hidalgo, observación de un ejemplo de la tectónica de la Sierra Madre Oriental: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. de Geología; Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Inst. de Invest. En Ciencias de la Tierra; Soc. Mex. de Mineralogía; Sría. de Educ. Pública; Subsría de Educ. Sup. e Invest. Científica, Conv. Sobre la Evol. Geol. de México y Congr. Mex. de Mineralogía, 1, Pachuca, Hgo. México, Excur. Geol., 41 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Cd. Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13(1-2), 1-98.
- Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla.: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17(5-6), 73-96.
- Díaz-Lozano, E., 1916, Descripción de unas plantas liásicas de Huayacocotla, Veracruz. Algunas plantas de la flora liásica de Huauchinango, Puebla: Instituto Geológico de México, Boletín, 34, 1-18.
- Dunham, R.J. 1962, Classification of carbonate rock according to depositional texture, en Ham, W.E., Clasificación of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists, memoria 1, 108-121.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.

- Erben, H.K., 1956a, El Jurásico Medio y el Calloviano de México: México, en XX Congreso Geológico Internacional: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 140 p.
- Erben, H.K., 1956b, El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas, en XX Congreso Geológico Internacional: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 393 p.
- Esquivel- Macías, C., León-Olvera R.G., Flores Castro, K., 2005, Caracterización de una nueva localidad fosilífera del Jurásico Inferior con crinoides y amonites en el centro-oriente de México (Temapá, Hidalgo), Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, ISSN 1026-8774, ISSN-e 2007-2902, Vol. 22, No. 1, págs. 97-114.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivisión of limestones types, en Ham, W.E., Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists, memoria 1, 62-84.
- Fries C. J. y Rincón O. C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 73, p. 57-133.
- Geyne, A.R., Fries, C., Jr., Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F., 1963, Geología y Yacimientos Minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, estado de Hidalgo, México: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 222 p.
- González H. M. G.; Miranda, P. L. R., y Flores, L. R., 1986, La carta de terrenos estratotectónicos de la República Mexicana: Revista de Geografía, v. 1, p. 27-44.
- Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental): *Eclogae Geol. Helvetiae*, 20, 84-87. Original no consultado, citado en Ochoa-Camarillo, H. R., 1996, Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la Región de Molango, Estado de Hidalgo, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 91 p.
- Hernández-Bernal, M. S., Hernández-Treviño, J. T., 1991, Evolución geológica de la región de Metztitlán/Zacualtipan, Estados de Hidalgo y Veracruz: México, D. F.,

Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 89 p.

- Imlay, R. W., Cepeda D. L. C. E., Álvarez, M. and Díaz, G. T., 1948, Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 2 (9), 1750-1761.
- Imlay, R. W., 1953, Las formaciones jurásicas de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 16(1) 1-64.
- ———1980, Jurassic Paleobiogeography of the conterminous United States in its continental setting: U. S., Geological Survey, Professional Paper, n. 1,062, 134 p.
- INAFED, 2016, Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México, Estado de Hidalgo.
- INEGI, 2017B, Prontuario de Información Geográfica Municipal de los Estados Unidos Mexicanos.
- Kuegelgen, H., Von., 1958, Der Aufbau der zentralen Sierra Madre Oriental, México: Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellschaft, 110, 117–142.
- López-Palomino, I., Villaseñor, A.B., Olóriz, F., 2006, Primer registro del género *Vinalesphinctes* (Ammonitina) en el Oxfordiano de México: significación bioestratigráfica y consideraciones paleobiogeográficas en el Jurásico Superior de América: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(2), 162-183.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents: Journal of Sedimentary petrology 52, 279-297.
- Martínez-Pérez, P., 1962, Estudio geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al oriente de Zacualtipán y Tianguistengo, Hidalgo: Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA), Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 48 p.
- Mendoza-Espinosa, M., Ramírez-Cardona, M., Cerecedo-Sáenz, E., Cruz-Martínez, A., Zamora-Téllez, J. A., Meneses-Lugo, J.A., 2009, Petrografía y evolución de las rocas del Precámbrico (Gneis Huiznopala) en el noreste del Estado de Hidalgo,

México, Revista de avances en la investigación científica de metalurgia extractiva, materiales y geología del CIMMMYSH A.C., v. 1, num. 1, p 1-26.

- Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G., Centeno-García, E., Campo-Madrugal, E., 2013, La Formación Chivillas en Tehuacán, Puebla, México: definición, análisis de facies y procedencia: Boletín de la sociedad Geológica Mexicana, v. 65, núm. 2, p. 457-480.
- Mixon, R. B., Murray G.E., Díaz T., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 43 (4), 757-771.
- Montellano, M., Hopson, J. A., Clark, J. M., 1995, Mammals from the Middle Jurassic of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, Abstracts of papers; Fifty-fifth annual meeting, Society of Vertebrate Paleontology Journal of Vertebrate Paleontology: University of Oklahoma, United States, 15 (3): 45A.
- Muir, J. M., 1936. Geology of the Tampico Region. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 280 p.
- Mullerried K.G., 1850, Monografía Geológico-Minera del Estado de Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales.
- Mutti E., Ricci-Lucci F., 1972, Le Torbiditi dell' Apennine Sett entrionale: Introduzione all'Analisi di Facies. Memorie Societa Geologica Italiana, Vol. 11, pp. 161-199 (Traducido al inglés por Nilsen T.H., 1978). International Geology Review, 20(2):125-166.
- Ochoa-Camarillo, H., 1996, Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría en Ciencias (Geología), 91 p.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B.E., Silva Pineda, A., 1997a, Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, State of Hidalgo, east-central Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 50, núm. 2, p.42 (resumen).
- ___ 1997b, Aspectos bioestratigráficos, paleoecológicos y tectónicos del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo: Universidad

Nacional del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, 2, Pachuca, Hidalgo, Simposio y Coloquio, sin paginación (resumen).

- Ochoa-Camarillo, H., 1997, Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Hidalgo, en II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados: Pachuca, Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra e Instituto de Geología, Hidalgo y UNAM: Simposio y Coloquio, 1–17.
- Ochoa-Camarillo, H. R., Buitrón, S. B. E., Silva, P. A., 1998, Contribución al conocimiento de la Bioestratigrafía, Paleoecología y Tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la Región de Molango, Hidalgo, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15, 1, 57–63.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno García, E., 1995, Oaxaquia a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology* 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Lawlor, P., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., 1997, New studies of the Grenvillean Huiznopala Gneiss, Molango area, State of Hidalgo, Mexico- preliminary results, in México, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, ed., II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados: Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1: Pachuca, Hidalgo, p. 19-25.
- Pérez-Ramos, O, 1978, Estudio bioestratigráfico del Paleozoico superior del anticlinorio de Huayacocotla en la Sierra Madre Oriental: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 39, núm. 2, p. 126-135.
- Ramírez-Santander, E.N., 2008, Interpretación Paleoambiental con Biomarcadores en Rocas de las Formaciones Tuzancoa y Huayacocotla en la Región de Tianguistengo, Hidalgo: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales, Centro de Investigaciones Químicas, Tesis de Licenciatura, 100 p.

- Reyes, E., 1964, El Jurásico Superior del Área de Tamán, San Luís Potosí: México, D. F., Petróleos Mexicanos, Informe Geológico 508, 36 p. (inédito).
- Robin, C., Bobier, C., 1975, Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México), según datos paleomagnéticos y geoquímicos: Boletín del Instituto de Geología, 95, 49-85.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Ochoa-Camarillo, H., Sour-Tovar, F., 1997, Permian volcanism in Eastern Mexico-preliminary report: Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo, Simposio y Coloquio, 31–41.
- Rosales-Lagarde, L., 2002, Estratigrafía y geoquímica de la secuencia volcanosedimentaria Pérmica del Noreste del estado de Hidalgo, México, Tesis de maestría en ciencias: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H. Quiroz-Barroso, S., 2005, The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian Submarine Continental Arc in East-Central Mexico: International Geology Review, 47(9), 901–919.
- Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas M.A., y Rodríguez J.L., 1993, Los Anticlinorios de Huizachal - Peregrina y de Huayacocotla: Dos partes de la fosa de Huayacocotla - El Alamar, Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 43 (1), 1-33.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 419–451.
- Salvador, A., 1991, Triassic-Jurassic, in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 131-180.
- Schmidt-Effing, R., 1980, The Huayacocotla Aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico, en Pilger, R.H. Jr. (ed.), Symposium on the Origin

of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic, Proceedings: Baton Rouge, USA, Louisiana State University, 79–86.

- Segerstrom, K., 1961, Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. Asociación Mexicana Geólogos Petróleros, Bol., Vol. 13, Nos. 3-4, p. 147-168.
- Servicio Geológico Mexicano, 1997, Hoja Pachuca F14-11, Hidalgo y Veracruz, Mapa Geológico 1:250 000. Disponible en: http://www.sgm.gob.mx/cartas/Cartas_Ed.jsp
- Servicio Geológico Mexicano, 2005, Hoja Calnali F14-D52, Hidalgo y Veracruz, Carta Geológica-Minera 1:50 000.
- Servicio Geológico Mexicano, (En Línea). Léxico Estratigráfico de México, 2007, 2009, 2012. Disponible en: <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huayacocotla.pdf>
- Servicio Geológico Mexicano, 2017, Hoja Zacualtipán F14-D62, Hidalgo y Veracruz, Carta Geológica-Minera 1:50 000.
- Silva-Mora, L., 1989, Esquema magmático de la Sierra Madre Oriental en la región de Zimapán-Jacala-El Realito, estados de Hidalgo y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Simposio sobre geología regional de México, 3. México, D.F., Memoria, p. 74-77 (resumen).
- Silva-Pineda, Alicia, 1963, Plantas del Triásico Superior del estado de Hidalgo: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana 11, pte. 2, 22 p.
- Silva-Pineda, A., 1987, Algunos elementos paleoflorísticos del Pérmico de la región de Calnali, Estado de Hidalgo: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 1(1), 313–327.
- Stephenson, L. W., 1922. "Some Upper Cretaceous Shells of the Rudistid Group from Tamaulipas, Mexico:" Proc. U. S. Nat. Hist. Mus., 61, Art. 1, No. 2422.
- Stinnesbeck, W., 1994, Icnofósiles de la Formación Guacamaya (Pérmico Inferior) del Cañón La Peregrina, al noreste de Ciudad Victoria, Tamaulipas, México: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 7(2), 47–55.

- Suter, M., 1990, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, (22), 55 p.
- Vachard, D., Grajales, J.M., Flores de Dios, A., Torres, R., Buitrón, B.E., 1997, Patlanoaya and Juchatengo: Two key sequences for understanding the late Paleozoic geological history of Mexico, en II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados: Pachuca, Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra e Instituto de Geología, Hidalgo y UNAM: Simposio y Coloquio, 37–41.
- Vergara-Martínez, A., Zárate-López, J., 2001, Carta Geológico-Minera Molango F14-D51, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 45 p.