



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

“Análisis y cartografía geomorfológica de los lagos cráter de Aljojuca y Tecuitlapa, Cuenca De Oriental, Puebla”.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A

GAYTÁN RUIZ ALONSO

ASESOR: DR. JOSE JUAN ZAMORANO OROZCO

Ciudad Universitaria, Ciudad de México

2023





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.

Este trabajo está dedicado a:

A mis **Padres Jaime y Lucia**, quienes siempre me han apoyado a lo largo de mi vida y han soportado mi complicado carácter. Todo lo que soy ahora se los debo a ustedes, los amo.

A mi **Hermana Itzel**, quien desde que llegó a mi vida siempre me ha ayudado en todos los aspectos y aunque no siempre se lo diga, sabe lo mucho que la quiero.

A **Novia Daniela**, quien me acompañó a lo largo de toda esta travesía llamada carrera, en mis noches de desvelo, motivándome a seguir, gracias por todo el cariño que me has dado en estos años y por alegrar mi vida día a día, te amo.

A **mi Familia** en general, quien también siempre me ha apoyado, en especial a mi tía Elena, Chuy, Juan, Cheli, mis abuelos María y José Luis.

A mis queridos **Thor y Kuala**, algún día los volveré a ver, gracias por todo.

Agradecimientos

A la UNAM, institución que desde los quince años me brindó las aulas y conocimiento para continuar con mi vida académica.

Al comité de becas “María Teresa Gutiérrez de MacGregor” por su apoyo fundamental para esta investigación.

Al Dr. Zamorano, por asesorar este trabajo, permitirme ser parte de su equipo, por su tiempo y todo el conocimiento geomorfológico que me enseñó.

Al Dr. Álvaro Sánchez y al Dr. Enrique Propin, por todas sus enseñanzas, por confiar en mí y ser un gran aporte durante mi carrera.

Al Mtro. Sergio Salinas, por sus comentarios y correcciones puntuales, así como todo el conocimiento en campo.

A los miembros del sínodo: Dra. Flavia Tudela, Dr. Abraham Navarro y Mtra. Margarita Franco. Por darse el tiempo de leer y revisar este trabajo para enriquecerlo.

A Isaac Quijada, a quien debo mis conocimientos básicos de SIGs, así como su ayuda al revisar el material cartográfico que se ocupó para este trabajo.

A mis compañeros del Instituto de Geografía, Cecilia y Santiago, quienes hicieron más amena mi estadía en este lugar.

A mis compañeros de la facultad, a quienes les deseo éxito profesional y personal.

INDICE

Introducción	I
Capítulo 1. Cuenca de Oriental: aspectos geográficos.....	1
1.1. Localización del área de estudio.....	1
1.1.1. Origen y evolución de la Cuenca de Oriental.....	5
1.1.2. Unidades mayores del relieve.....	8
1.1.2.1. Conjuntos montañosos.....	8
1.1.2.2. Piedemonte	9
1.1.2.3. Planicies.....	9
1.2. Clima	13
1.2.1. Temperatura	16
1.3. Hidrografía.....	19
Capítulo 2: Geología de la Cuenca de Oriental	22
2.1. Geología y tectónica regional.....	22
2.2. Marco geológico local	33
2.2.1. Cráteres Aljojuca y Tecuitlapa	33
2.2.2. Litología de Aljojuca y Tecuitlapa	34
2.2.3. Aspectos generales de los cráteres de explosión: maar de Aljojuca y cono de toba Tecuitlapa.	35
2.2.3.1 Aljojuca.	36
2.2.3.2 Evolución y estilos eruptivos: Aljojuca.	40
2.2.3.3. Tecuitlapa	46
2.2.3.1 Evolución y estilos eruptivos: Tecuitlapa	48

Capítulo 3. Geomorfología	54
3.1. Leyenda geomorfológica del cono de toba de Tecuitlapa (Anexo 1)	55
3.1.1. Relieve endógeno.....	57
3.1.2. Relieve exógeno.....	69
3.2. Leyenda geomorfológica del maar de Aljojuca (Anexo 2)	74
3.2.1. Relieve endógeno.....	76
3.2.2. Relieve exógeno.....	87
Conclusiones	94
Bibliografía	96
ANEXO 1	
ANEXO 2	

Introducción

Los lagos cráter de Tecuitlapa y Aljojuca se localizan en la porción sur de la Cuenca de Oriental, a partir de un origen complejo que está asociado a los procesos sedimentarios-acumulativos ocurridos en el Jurásico-Cretácico y a la actividad volcánica Cuaternaria. Estos hechos son responsables de la formación de edificios volcánicos compuestos que definieron los límites de la cuenca, así como una serie de estructuras monogenéticas en la porción más deprimida (domos, conos de escoria y cráteres de explosión), cabe mencionar que esta última etapa se relaciona con la formación del Cinturón Volcánico Mexicano.

Este trabajo tiene como objetivo realizar una cartografía geomorfológica detallada que permita definir el relieve y la génesis-evolución de la morfología de los cráteres de explosión de Aljojuca y Tecuitlapa.

La metodología empleada para esta investigación consistió en la revisión de bibliografía especializada, con el fin de obtener un panorama en escala regional (Cuenca de Oriental) y local (Tecuitlapa y Aljojuca). Después se procedió a realizar la cartografía geomorfológica a partir de dos bases topográficas escala a 1: 6 000 y 1: 12 000, así como la interpretación de imágenes de satélite. Posterior a ello, se corroboró en una visita en campo cada una de las morfologías con el fin de obtener el mapa geomorfológico preliminar, por último, se realizó la vectorización de los mapas por medio de un sistema de información geográfica (ArcGis v.10.4), en dónde se elaboró una leyenda especializada para cada estructura.

La presente investigación se divide en tres apartados y se describen a continuación:

I. Cuenca de Oriental: aspectos geográficos:

Se establece la localización en una escala regional y se explican las características físico-geográficas.

II. Geología de la Cuenca de Oriental:

Se analizan los trabajos referentes a aspectos litológicos y tectónicos en una escala regional y local para comprender su dinámica y evolución.

III. Geomorfología de los lagos-cráter:

Se describen y analizan las formas del relieve resultantes de la interpretación de mapas base y el trabajo de campo de acuerdo con su génesis, dinámica y evolución.

Los dos últimos apartados están destinados a las conclusiones y a la bibliografía.

Capítulo 1. Cuenca de Oriental: aspectos geográficos.

1.1. Localización del área de estudio.

La Cuenca de Oriental presenta un sistema fluvial endorreico resultado de la obstrucción de cauces por acumulación de lavas, lo que formó represas naturales que favorecieron la retención del agua fluvial, la formación de lagos y la colmatación paulatina de los sectores más deprimidos de la región.

La actividad volcánica en la región de estudio inicia en el Cenozoico, continua en el Cuaternario y a escala regional forma un arco volcánico que se conoce como Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Esta estructura se extiende desde de Nayarit, en el Pacífico hasta el Atlántico en Veracruz, su longitud aproximada es de 1100 km y su amplitud varía entre 100 - 200 km (Fig.1).

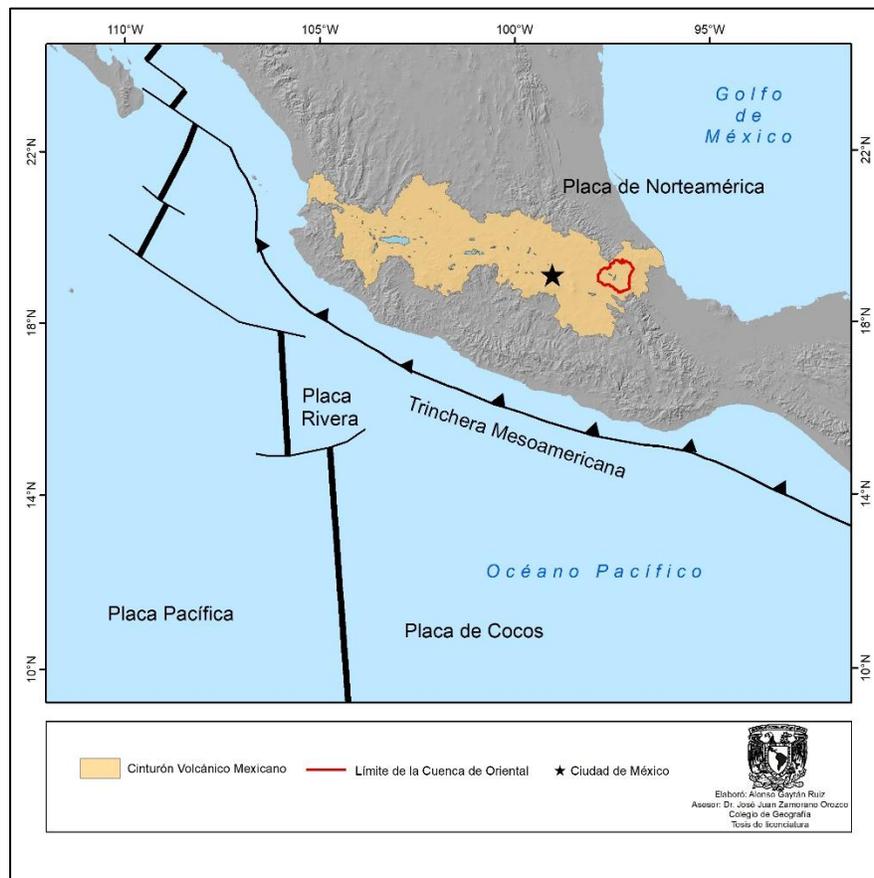


Figura 1. Localización de la Cuenca de Oriental en el contexto del CVM y rasgos tectónicos regionales (INEGI, 2001).

El CVM alcanza su máximo desarrollo en el Neógeno, su origen se asocia con la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la continental de Norteamérica. Esta dinámica ha influido en su morfología, composición y estructura.

De acuerdo con Valdés et al. (1998), el CVM se formó en cuatro etapas, la primera está integrada por los complejos volcánicos de Mil Cumbres (Michoacán) y Malinalco (Estado de México). Una vez que terminaron su formación, el vulcanismo se alejó de la trinchera lo que favoreció el desarrollo de estructuras poligenéticas y conos de lava, con edades que varían entre 15 y 10 Ma, de esta manera se integró Palo Huérfano - La Joya (Querétaro-Guanajuato); Sierra de las Cruces (W de la Cuenca de México) y Palma Sola (extremo E del CVM).

La segunda etapa inicia en el Mioceno Tardío, se caracteriza por la formación de extensas mesetas producto de una actividad volcánica fisural, así como de estructuras monogenéticas (Gómez et al., 2007). En el Plioceno Temprano se emplazaron complejos dacíticos, riolíticos y grandes volúmenes de ignimbritas asociados a las calderas de Amazcala, Amealco, Los Azufres, Huichapan, entre otras (Valdés et al., 1998). En esta época, el arco volcánico presenta la orientación actual E-W (Ferrari et al., 1999).

La tercera etapa se desarrolla entre el Plioceno Tardío y el Cuaternario Temprano, se caracteriza por la existencia de vulcanismo basáltico-andesítico, y es responsable del emplazamiento de extensos campos monogenéticos. Al inicio del Pleistoceno se forman los complejos volcánicos de Colima, Ceboruco, Las Navajas, San Juan y Michoacán-Guanajuato, todos ellos activos hasta nuestros días (Gómez et al., 2007).

La última etapa comprende del Pleistoceno Tardío al Holoceno, en este lapso, la actividad volcánica migró al este y es responsable del origen de los complejos Sierra Nevada, Malinche y Cofre de Perote-Pico de Orizaba (Gómez et al., 2007), en este periodo la Cuenca de Oriental desarrolla la máxima actividad volcánica.

Mazzarini et al. (2010) dividen el CVM en tres regiones, de acuerdo con la densidad y orientación de los sistemas disyuntivos. De esta manera reconoce tres sectores: a) occidental, inicia en el graben Tepic-Zacoalco (Nayarit) hasta la Triple Unión de los rifts de Colima, Chapala y Zacoalco; b) central, desde el Bloque Jalisco hasta el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, territorio en donde se localizan los rifts de Chapala (E-W) y Morelia-Acambay (ENE-WSW), estructuras que controlan el vulcanismo del Campo Monogénico Michoacán-Guanajuato y del Valle de Toluca; y c) oriental, se considera la continuación de la unidad anterior y termina en las costas de Veracruz. La Cuenca de Oriental es parte de esta unidad, y se considera el territorio con mayor deformación tectónica y la más antigua de las que existen (C. de México y Puebla-Tlaxcala). La actividad volcánica, ha estado presente desde su creación hasta nuestros días, hecho que se reconoce en los volcanes compuestos activos que se localizan en sus límites (Fig. 2).

El territorio de estudio es complejo y los procesos fluviales-eólicos son responsables de una morfología diversa. Los primeros tienen desarrollo sobre las laderas que limitan la cuenca endorreica y los segundos colmatan los terrenos bajos de la misma estructura, al tratarse de detritos sobrepuestos el viento los mueve (deflación) y es el responsable de la existencia de médanos, mantos y sombras eólicas.

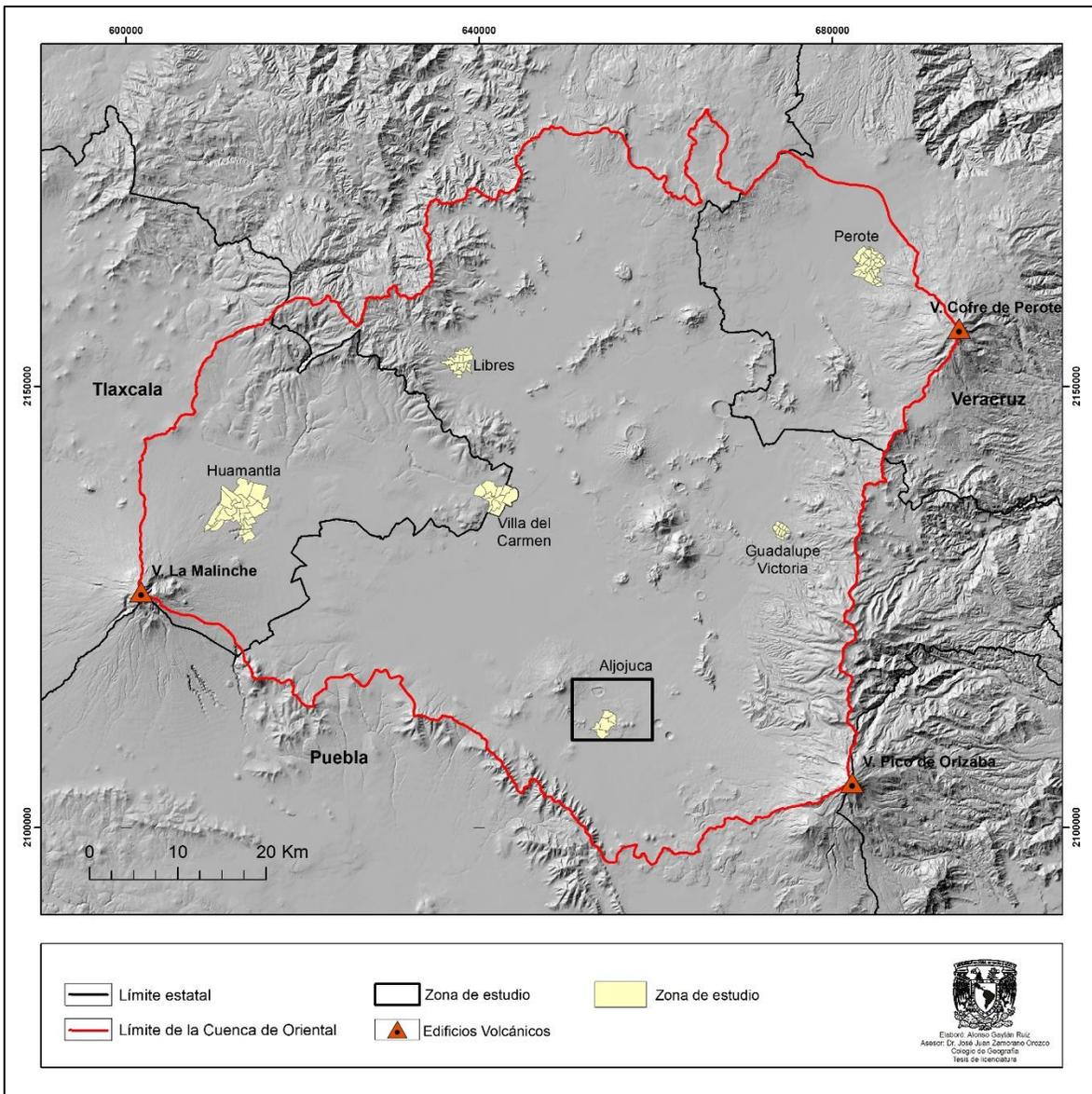


Figura 2. Modelo Digital de Elevación (MDE), se muestran los límites de la Cuenca de Oriental (línea roja) y la zona de estudio en recuadro negro.

1.1.1. Origen y evolución de la Cuenca de Oriental.

De acuerdo con Yañez (1980) en el Mesozoico la Cuenca de Oriental era parte de un fondo oceánico antiguo (Figura 3), en donde predominaban los procesos de sedimentación que originaron el basamento carbonatado. En el Cretácico Tardío comenzó el ascenso de los sustratos marinos, durante este proceso se formaron sistemas de falla que rompieron, plegaron y deformaron las calizas (Fig. 4), este hecho representa la etapa más temprana de la formación de los sistemas montañosos presentes en los sectores NW-SE y NE-SO del actual territorio de estudio.

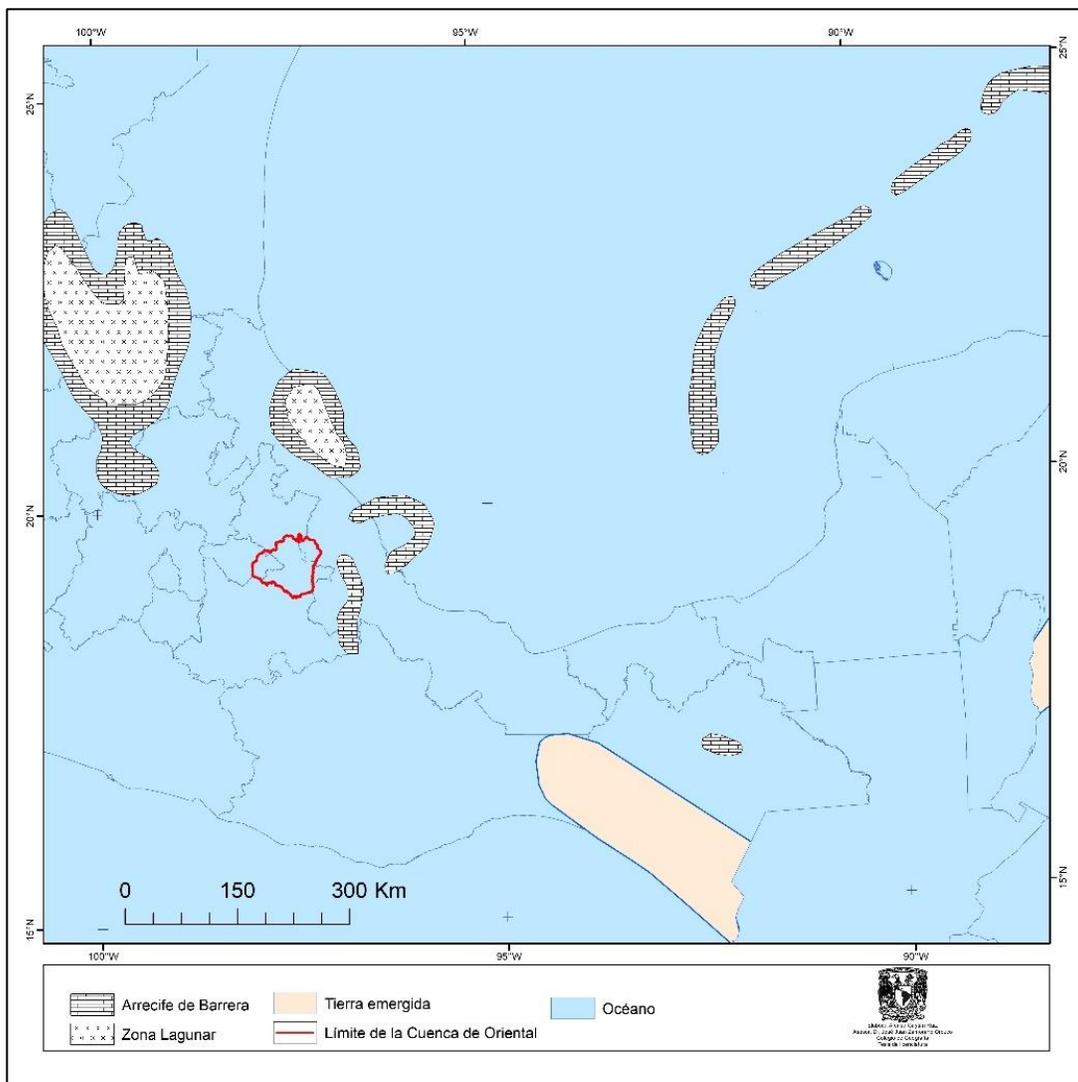


Figura 3. La Cuenca de Oriental en el Cretácico Tardío era parte del fondo oceánico (Padilla, 2007).



Figura 4. Planicie exlacustre sub-horizontal, interrumpida por sierras plegadas durante el Mesozoico (septiembre, 2019).

Al finalizar el Mesozoico, se presentó una transgresión que coincide con la formación y apertura del Golfo de México, evento responsable de la colmatación de numerosas depresiones submarinas, que más tarde originaron los depósitos de las Formaciones Tepexic; Santiago; Tamán; San Pedro y Pimienta, todas ellas localizadas entre Puebla y Veracruz (Moya, 1987).

La actividad volcánica en la Cuenca de Oriental inició en el Cenozoico, periodo en donde numerosos valles fueron obstruidos por secuencias lávicas, al quedar interrumpido el flujo de los ríos se formaron lagos. Estos cuerpos, tuvieron una interacción estrecha con el vulcanismo de la región, algunos de ellos desaparecieron al ser rellenados por depósitos de caída, otros sirvieron como contenedores de secuencias volcánico-sedimentarias (cineritas lacustres). En la actualidad, estos últimos están ocupados por cuerpos de agua estacionales (Tepeyahualco y Totolcingo).

La presencia de lagos y mantos acuíferos cercanos a la superficie favoreció el desarrollo de estilos eruptivos explosivos violentos, en los volcanes emplazados en los terrenos deprimidos o en la periferia de la Cuenca de Oriental (Los Humeros; Cerro Pizarro; Las Águilas; Cerro Pinto y Derrumbadas).

Por otro lado, el vulcanismo distal, fue el responsable de la integración del basamento de las estructuras volcánicas más altas de la zona de estudio, el Citlaltépetl y Cofre de Perote.

El relieve glacial del Cuaternario está presente en los límites montañosos de la Cuenca de Oriental, en este sector se reconocen circos, morrenas y superficies de abrasión que ponen en evidencia los periodos fríos de esta región. Estudios recientes vinculados con este tema son los De Jesús (2022) y Herver (2022), el primero para La Malinche y el segundo para el Cofre de Perote.

La dinámica geomorfológica actual en la Cuenca de Oriental es erosiva fluvial en los terrenos de montaña que integran sus límites, sedimentaria en las zonas lacustres y eólica en las superficies ex-lacustres que están expuestas al viento.

1.1.2. Unidades mayores del relieve

La Cuenca de Oriental se ha dividido en tres áreas, para ello se tomo en cuenta la génesis, morfología y altitud del terreno. Cada una ellas, es una zonificación de procesos endógenos, exógenos y al mismo tiempo hace evidente la dinámica geomorfológica (procesos erosivos y acumulativos). La información geologica utilizada fue de la Yañez (1980) y Moya (1987), el resultado se explica a continuación (Fig. 5).

1.1.2.1. Conjuntos montañosos

Constituidos por rocas volcánicas y sedimentarias, en ambos casos definen sierras y estructuras aisladas, se caracterizan por presentar morfologías diversas en donde los contrastes de altura son frecuentes en distancias cortas. Las montañas de origen ígneo alcanzan altitudes mayores a 4 000 msnm. Definen los límites al NW (Malinche-Libres) y SE (Pico de Orizaba-Cofre de Perote) de la Cuenca de Oriental (Fig. 5).

Estos volcanes se caracterizan por alternar estilos eruptivos efusivos y explosivos, los primeros, se asocian a las sierras mayores y dieron origen a extensos piedemontes volcánicos. Los segundos, originados al inicio del Cuaternario (Pleistoceno) están representados por domos y cráteres de explosión (maares y calderas).

Con respecto a las estructuras de origen sedimentario, se han identificado sierras y crestas aisladas. Las primeras se localizan al NW y las segundas ocupan el sur de la depresión endorreica, en ambos casos la edad de las rocas es mesozoica y la altitud máxima no sobrepasa los 3 300 msnm.

Las crestas sedimentarias aparecen como *cerros testigos* – islas, corresponden a conjuntos montañosos sepultados de manera parcial por detritos de origen complejo (proluvial, volcánicos, lacustres, palustres y eólicos) e interrumpen la continuidad de la planicie central.

1.1.2.2. Piedemonte

En la zona de estudio existen dos tipos de rampas, cada una de ellas presenta una génesis diferente, la de mayor continuidad y extensión tiene un origen volcánico-acumulativo (Lugo, 2011), es decir, está integrada por la acumulación y sobreposición de coladas de lava generadas desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Yáñez, 1980), este piedemonte recibe el nombre de Pico de Orizaba-Cofre de Perote, la altitud promedio de toda la estructura no rebasa los 2900 msnm y se orienta de SE-NE.

Estructuras similares a las anteriores se presentan en la porción centro-oriente de la depresión endorreica, son similares en origen, su extensión es menor y están constituidos por lavas de reducida longitud que se intercalan con depósitos laháricos. Estos sustratos son continuos, su origen es acumulativo (lavas y depósitos de distintos tipos flujos), los más representativos, se disponen en los flancos de *Las Derrumbadas*.

El segundo tipo genético de piedemonte es el erosivo-acumulativo, su origen está asociado al transporte y depositación de detritos al pie de las crestas sedimentarias. La rampa de mayor extensión se localiza en el límite noroccidental de la Cuenca de Oriental (Malinche-Libres).

La extensión poco desarrollada de este tipo de estructuras se explica por la existencia de un proceso sedimentario continuo de detritos lacustres, que sepultan el sector distal de las rampas sedimentarias, las estructuras más representativas se localizan en el sector sureste y central de los terrenos más deprimidos de la Cuenca de Oriental.

1.1.2.3. Planicies

Su origen se asocia con la existencia de lavas y piroclastos, al acumularse cerca de los principales cursos fluviales represaron sus aguas, lo que favoreció el depósito y la colmatación del territorio a través de detritos proluviales, volcánicos y lacustres.

De esta manera tuvieron desarrollo las planicies que de forma paulatina ocuparon las porciones bajas, formaron lagos someros y definieron poco a poco la morfología actual de la actual Cuenca de Oriental.

La actividad volcánica responsable de la obturación de los ríos inició en el Cretácico Superior y se continuó hasta el Cuaternario. En este periodo los volcanes Pico de Orizaba, Cofre de Perote, Malinche, numerosos domos y conos cineríticos integraron el relieve de la actual Cuenca de Oriental y le dieron su característica endorreica. De esta manera se formó una superficie subhorizontal, ligeramente ondulada e inclinada hacia el norte (3°) con un espesor de 70m aproximados (Yáñez, 1980).

En este contexto existen dos tipos de planicies, la primera se ha denominado superior, con altitud de 2 400 - 2 600 msnm, se dispone en los flancos occidentales y orientales (Fig. 5). En el primer caso, estas estructuras están interrumpidas por montañas sedimentarias, por lo que existen el sector sureste (400 km^2) y noreste (130 km^2).

El segundo grupo corresponde a las planicies superiores orientales, se caracterizan por ser angostas, mantienen una dirección suroeste – noreste y vistas en planta adoptan una forma de embudo (Fig.5). Al igual que las anteriores están separadas por el piedemonte volcánico de la Sierra Cofre de Perote – Pico de Orizaba y crestas sedimentarias cretácicas. De esta manera las de mayor extensión se localizan al suroeste presenta un área de 470 km^2 , mientras la del extremo noreste alcanza 40 km^2 .

El origen de las planicies superiores es acumulativo y complejo, en su génesis han intervenido procesos fluviales, proluviales, detritos volcánicos de caída y sedimentos lacustres. Estos últimos se presentan a manera de *parches*, lo que indica que los cuerpos de agua que se formaron fueron numerosos y su disposición estuvo condicionada por la morfología de este sector.

Las planicies inferiores son las de mayor extensión (1 400 km²), su altitud promedio es de 2 300 msnm. No son continuas, en el sector central están interrumpidas por estructuras volcánicas del Pleistoceno-Holoceno y de diverso origen (domos, maares, conos y anillos de toba). A estas formas se suman crestas sedimentarias que también aparecen de manera independiente y sin ningún arreglo definido.

El origen de esta superficie se vincula con la retención de detritos fluviales que se intercalaron con caídas volcánicas y sedimentos lacustres. Esta secuencia inició como un represamiento natural, asociado a la acumulación de lavas y piroclastos que a manera de represas naturales interrumpieron el drenaje.

De acuerdo con Moya (1987), existía un solo lago al inicio del Cuaternario, en la actualidad, de manera independiente se reconocen el Tepeyahualco, Totolcingo y El Salado (Fig. 5).

El basamento de la Cuenca de Oriental es de rocas sedimentarias carbonatadas del Cretácico, los depósitos lacustres lo cubrieron y sobre ellos se desarrollaron estructuras volcánicas durante el Plío – Cuaternario, entre ellas se reconocen conos, domos, calderas de explosión y flujos de lava.

De esta forma los límites de la zona de estudio se conforman en su mayor parte por relieve volcánico y en menor porcentaje de rocas calizas (crestas), por otra parte, las planicies fluvio – lacustres características del sector más deprimido de la cuenca han desarrollado secuencias de evolución compleja a partir de la acumulación y sobreposición de detritos volcánicos de caída, proluviales, lacustres y eólicos.

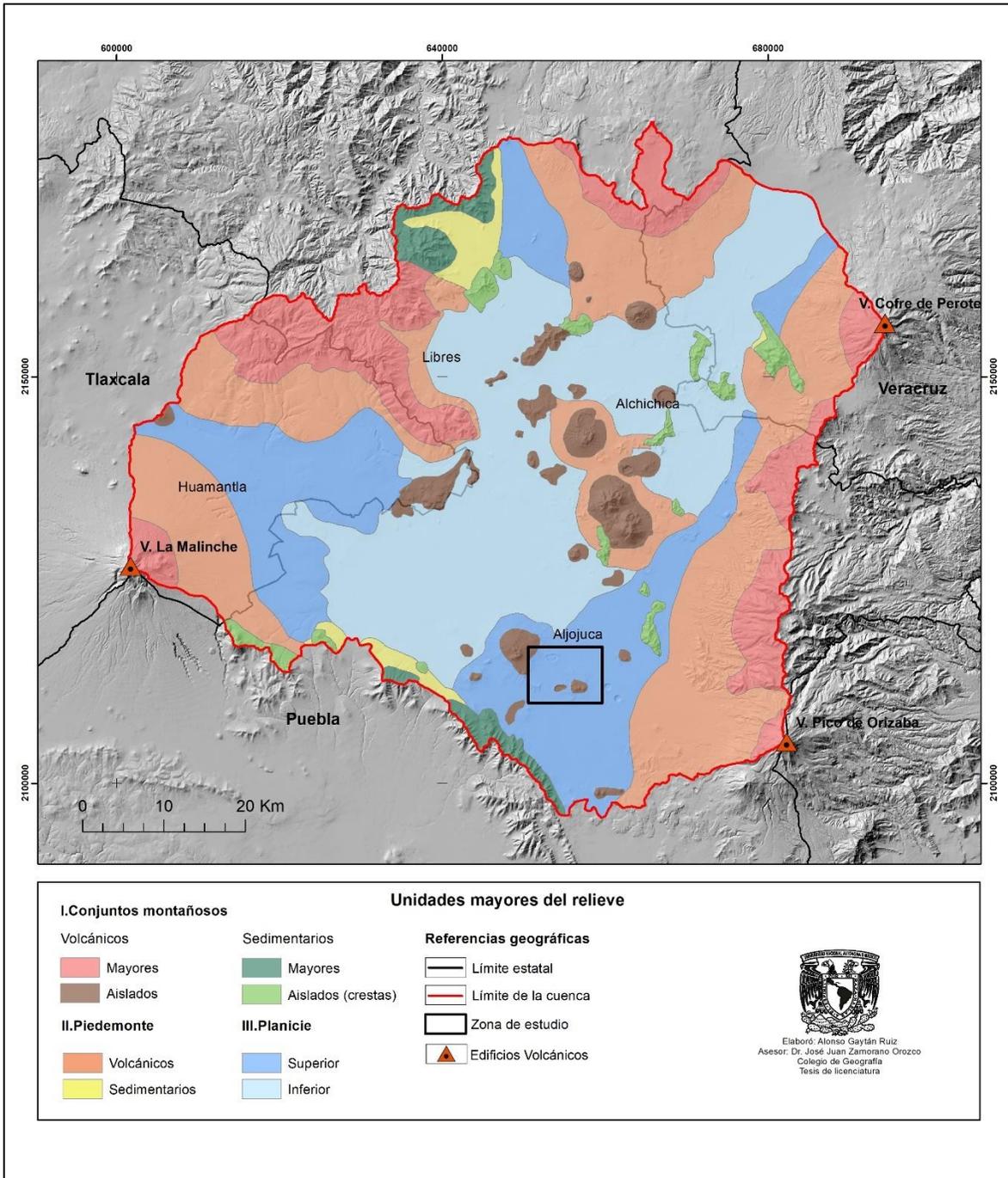


Figura 5. Cuenca de Oriental, unidades mayores del relieve, en recuadro, la zona de estudio.

1.2. Clima

De acuerdo con la CONABIO (1998), la Cuenca de Oriental presenta cinco tipos de clima, de los cuales el semiárido y templado son los que predominan (Fig.6), su distribución está condicionada por la altitud, el relieve y la orientación de la zona de estudio con respecto a la trayectoria este-oeste del viento (Gasca, 1981), y son los siguientes:

Árido-templado (BSokw)

Característico de la zona de Alchichica, se extiende en dirección noreste (Fig. 6), su temperatura media anual varía entre 12°C - 18°C y el mes más frío (enero), es <18°C. Las lluvias (< 40 mm) se presentan en verano e invierno, en esta estación se tiene un porcentaje entre 5% - 10.2% del anual total.

Semiárido-templado (BS1kw)

Es característico del centro–noreste de la Cuenca de Oriental, en el mes de julio se presenta la temperatura más cálida (22°C) y la más fría en el mes de enero (7°C), la media anual es de 15°C y las lluvias son de verano y < 40 mm (Fig. 6).

Templado-subhúmedo (C(W)):

Es característico de las planicies subhorizontales del centro-sur; este y sureste de la cuenca (Fig. 6). La temperatura media anual varía entre 12°C - 18°C, el mes más cálido >22°C, el más frío de 15°C, las lluvias son de verano (< 40 mm) y diciembre es el mes más seco.

Semifrío-subhúmedo (Cb'(W2))

Se presenta entre los 2 800 - 3 800 msnm, en el piedemonte de los conjuntos montañosos orientales (Cofre de Perote - Pico de Orizaba); suroccidentales (Malinche) y los del centro-noroeste de la cuenca (Huamantla – Libres) (Fig. 6). La temperatura media anual es entre 5°C - 12°C, el mes más frío es enero con 10°C y julio el más cálido con 22°C. La precipitación se presenta en los meses de verano y es < 40 mm. El porcentaje de lluvia invernal es del 7.5% del total anual.

Frío (E(T)CHw)

Se presenta a partir de los 3 800 msnm, es característico del relieve montañoso del Pico de Orizaba y La Malinche. La temperatura media anual es de -2°C - 5°C , el mes más frío es enero con más de 0°C , el mes más cálido no rebasa los 6.5°C (julio), la precipitación es escasa y ocurre en verano.

El clima es un factor dinámico que condiciona los procesos de modelado y es responsable de la morfología del relieve. La temperatura, el viento y la precipitación dependen de la latitud y la altitud, este vínculo es claro en la Cuenca de Oriental en donde existen desniveles topográficos en distancias horizontales muy cortas, que favorecen una dinámica geomorfológica de contrastes y por tanto un complejo arreglo espacial del relieve.

La exogénesis en la Cuenca de Oriental es diversa y se reconoce en la existencia de ambientes lacustres–palustres, eólicos, fluviales, fluvio-gravitacionales, periglaciares-glaciares y los que son objeto de estudio en este trabajo, los volcánicos explosivos y efusivos, en particular de los maares Aljojuca y Tecuitlapa.

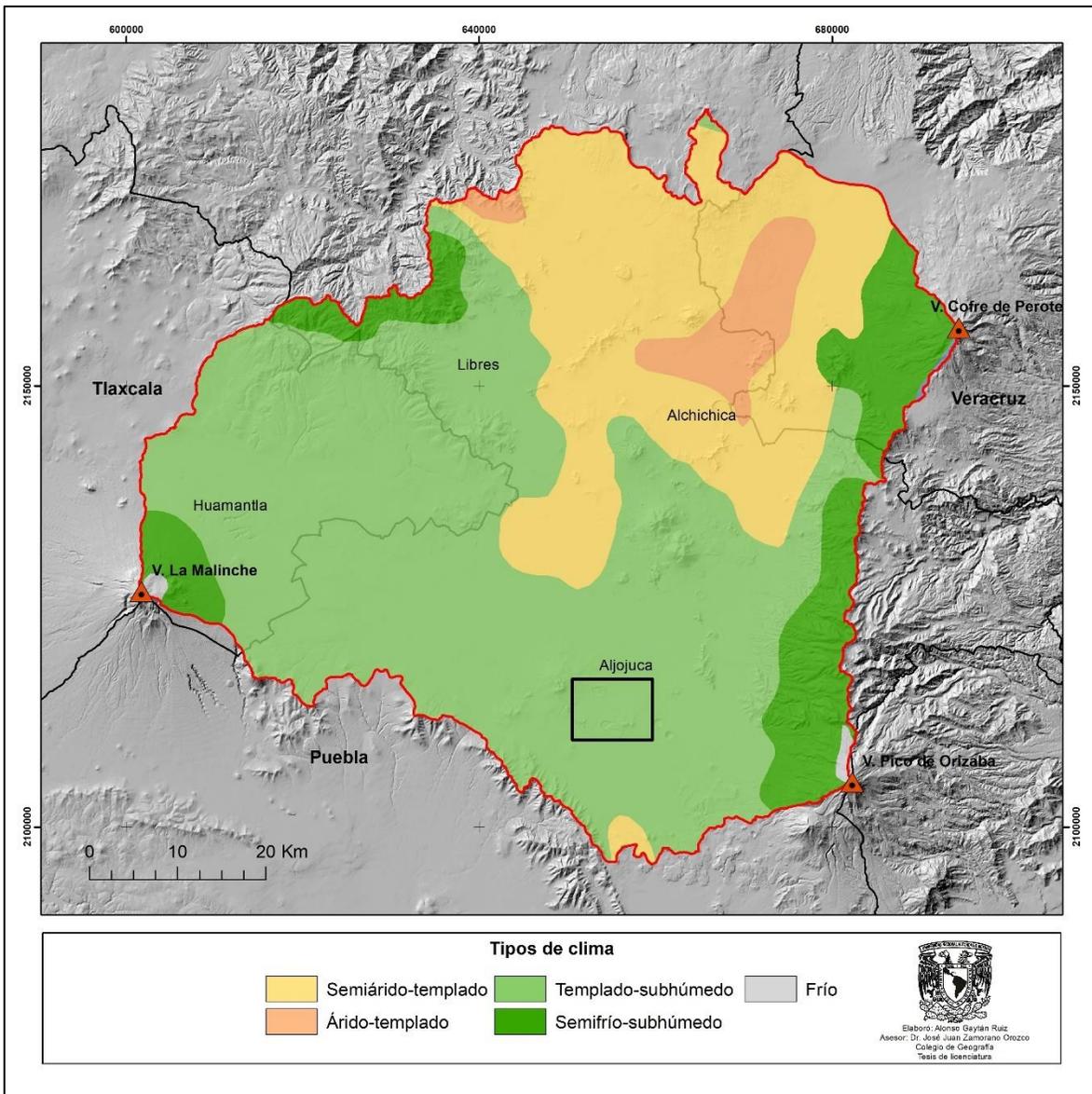


Figura 6. Climas en la Cuenca de Oriental (CONABIO, 1998), en recuadro, la zona de estudio.

1.2.1. Temperatura

De acuerdo con la CONABIO (1998), existen cuatro rangos de temperatura media anual, concuerdan con condiciones morfológicas y altitudinales, mismas que influyen sobre la dinámica geomorfológica del territorio de estudio (Fig.7).

Las temperaturas más bajas se localizan en la ladera NW del Pico de Orizaba y en la cumbre del volcán la Malinche (-2°C), en ambos casos se presentan en altitudes > 3500 msnm. En un pasado cercano, estos territorios soportaron un ambiente glacial y existen relieves que evidencian este proceso. En la actualidad las condiciones que prevalecen son las periglaciares, quedando reducidas las primeras a los terrenos cumbrales.

El rango de temperatura entre 5°C - 12°C es el segundo en importancia en la zona de estudio, es característico del piedemonte superior del sector occidental de la sierra Cofre de Perote – Pico de Orizaba. Se presenta como una franja continua sobre terrenos volcánicos complejos, constituidos por bandas de flujos piroclásticos, coladas de lavas y material de caída. Al existir diferentes grados de consolidación entre los sustratos mencionados, la erosión diferencial ha favorecido el desarrollo de una morfología en *gradería*, común entre los 2800-3900 msnm.

Temperaturas similares están presentes en la ladera NW del volcán la Malinche (2700-3500 msnm), en dónde las condiciones morfológicas se caracterizan por ser laderas inclinadas constituidas por secuencias de detritos volcánicos y morrénicos.

La temperatura característica en la mayor parte de la Cuenca de Oriental varía entre 12°C - 18°C , se distribuye sobre el piedemonte medio-inferior (2500-2800 msnm), que es uno de los límites del sistema fluvial endorreico. Las planicies localizadas entre 2400-2500 msnm, se incluyen en este rango térmico.

Los procesos geomorfológicos presentes en este sector de la zona de estudio responden con las características térmicas, es decir se reconocen antiguas planicies lacustres que al estar descubiertas de una carpeta vegetal continua favorecen el transporte de detritos fluvio-lacustre-volcánicos a través del viento, en estas condiciones está integrada la zona de estudio.

En el sector más deprimido de la Cuenca de Oriental, centro-norte, la temperatura media anual es $> 18^{\circ}\text{C}$, en este sector la altitud es de 2300 msnm. Se trata de superficies subhorizontales que tuvieron un origen lacustre, la influencia de la temperatura se observa en un incremento de la actividad eólica (mantos y sombras eólicas).

La importancia de la temperatura en la dinámica geomorfológica, radica en la eliminación de la humedad de la capa superficial del suelo; el secado de los sedimentos favorece el intemperismo y el transporte eólico. El factor térmico está condicionado por la altitud, este hecho se refleja en los sectores este y suroeste de la zona de estudio, en donde las temperaturas disminuyen en la medida que se asciende a la cima de las sierras volcánicas que sirven de límite a la Cuenca de Oriental.

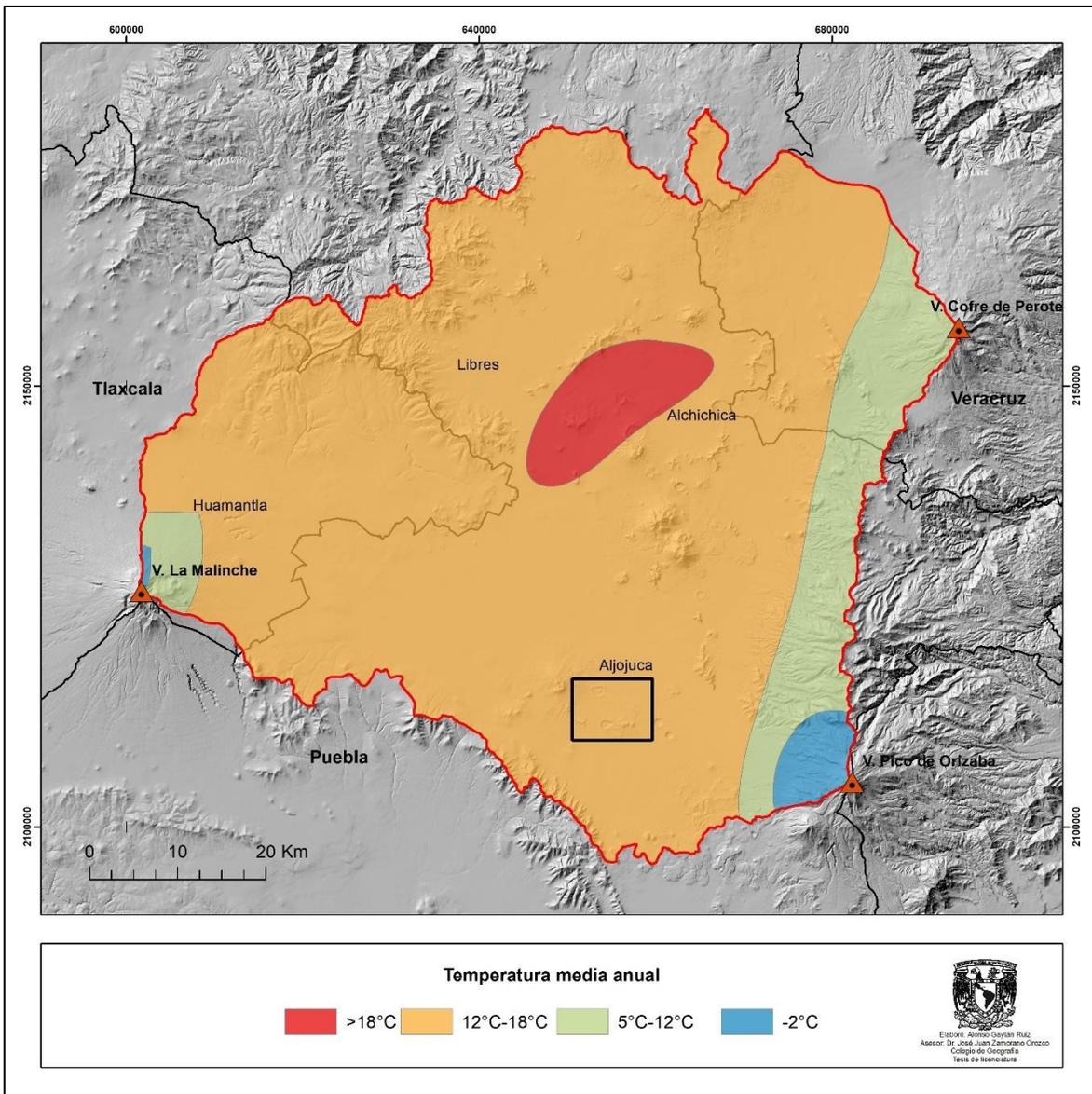


Figura 7. Temperatura media anual en la Cuenca de Oriental (CONABIO,1998), en recuadro, la zona de estudio.

1.3. Hidrografía.

La zona de estudio se encuentra dentro de una cuenca endorreica, recibe corrientes temporales y permanentes que alimentan cuerpos lacustres, como el de Tepeyahualco, Totolcingo y el Salado. Hay que mencionar que los suelos impermeables son parte de los terrenos más deprimidos hacen que los cuerpos de agua tengan un carácter temporal, es decir, llegan a desaparecer en la época de estiaje, excepto al norte de Alchichica, en donde se mantiene una región pantanosa conocida como El Salado. Otros de los pocos recursos hídricos de la zona son los manantiales que se encuentran en las partes altas de los conjuntos montañosos (Fig. 8).

La mayor evidencia de la existencia de flujos subterráneos de agua son los lagos-cráter en Atexcac, Alchichica, Quechulac, La Preciosa, Aljojuca y Tecuitlapa. En todos los casos, la principal fuente de alimentación se encuentra en los mantos freáticos.

La red hidrológica y fluvial condicionan la morfología de la Cuenca de Oriental, debido a que los procesos de sedimentación, transporte y erosión están ligados a los factores de precipitación y acumulación de agua.

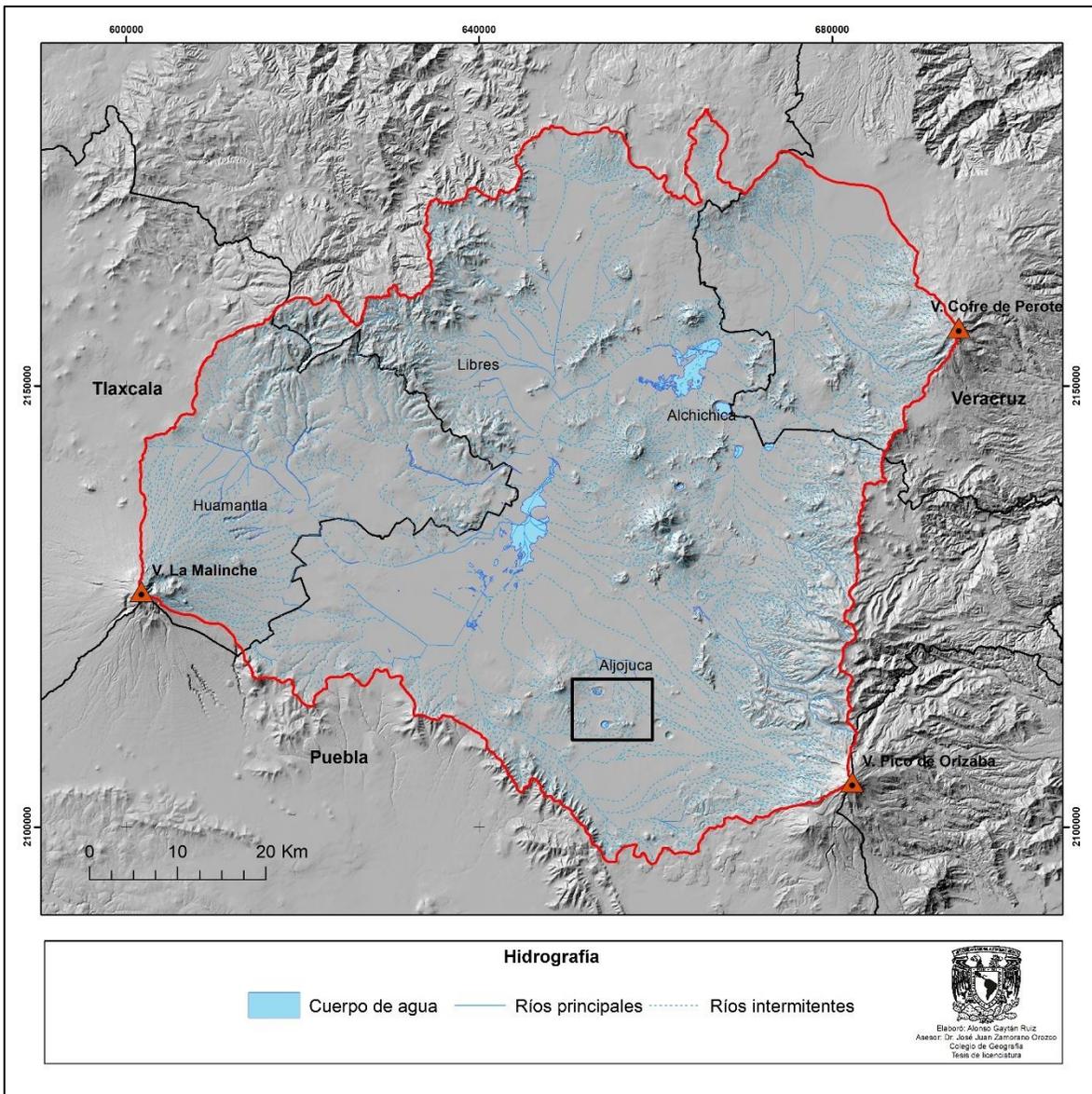


Figura 8. Hidrografía de la Cuenca de Oriental, en recuadro la zona de estudio (INEGI, 2010).

El primer capítulo permitió identificar los factores geográficos presentes en la Cuenca de Oriental, al mismo tiempo, fue posible ponderar las relaciones que existen entre ellos y su reflejo en el origen y morfología del relieve. Este punto de partida permite establecer las bases de una cartografía detallada, avocada a formas tan específicas como los cráteres de explosión.

Capítulo 2: Geología de la Cuenca de Oriental

En este capítulo se analiza la litología y la tectónica en un contexto regional y local, con el fin de establecer los mecanismos genéticos y el arreglo estructural que presenta el relieve.

2.1. Geología y tectónica regional.

La historia geológica del territorio de estudio comienza en el Cretácico Inferior, periodo en donde se agrupan las formaciones Tamaulipas inferior y Orizaba. El Cretácico Superior, lo constituyen las formaciones Tamaulipas superior, Guzamantla, Agua Nueva, Maltrata, San Felipe, Méndez y Mexcala (Reyes, 1979) (Fig. 9).

Formación Tamaulipas Inferior

Se integra por rocas calizas masivas de color gris con abundante microfauna planctónica. Los depósitos, se disponen en capas gruesas que alternan con estratificaciones lenticulares de lutita negra. Los espesores varían entre los 50-200 metros y el afloramiento representativo se localiza al sureste del Pico de Orizaba (Reyes, 1979).

Formación Orizaba

Está integrada por rocas calizas arrecifales de tonalidades grises, intercaladas con dolomitas y anhidritas, cuentan con una abundante fauna bentónica, en donde los cambios de facies están determinados por sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior (Baltazar, 1982). El aspecto del depósito es masivo y llega a tener un espesor de 400m, el afloramiento tipo se localiza al este de Orizaba (Baltazar, 1982).

Formación Tamaulipas Superior

Se caracteriza por la presencia de rocas sedimentarias marinas (calizas), dispuestas en estratos gruesos de color gris que varían a tonos *crema*, contiene bandas de pedernal y alcanzan un espesor máximo de 300 metros (Muir, 1936).

El afloramiento representativo se localiza al sur del poblado de Alchichica en donde adopta una morfología de crestas (Reyes, 1979).

Formación Guzamantla

Se compone de calizas de color café claro con tonalidades amarillo-crema, con microcristales y con rasgos de disolución (Salazar, 1969). Existe abundante micro y macrofauna, la potencia del depósito varía de 250 a 300 m (Salazar, 1969), el afloramiento tipo se localiza al sur de la caldera de los Humeros.

Formación Maltrata

Está integrada por calizas de plataforma (arcillas laminadas), con alta densidad de foraminíferos planctónicos depositados en condiciones anoxicas, característica que le da a este sustrato una coloración gris oscuro (Yáñez, 1980). En la Cuenca de Oriental las capas alcanzan espesores de 0.15 a 0.40 m y cobran importancia en cuanto a su contribución en la generación de los hidrocarburos. El afloramiento tipo se localiza al sur del Pico de Orizaba y su potencia varía entre 50-150 m. La formación integra gran parte del conjunto montañoso que se conoce como Cumbres de Maltrata-Acultzingo (Yáñez, 1980).

Formación Agua Nueva

Se integra por rocas calizas arcillosas (grises-café oscuro), en donde existen lentes, bandas y nódulos de pedernal de varios tamaños intercalados con delgadas capas de arcilla bentónica gris verdoso, interestratificadas con lutitas en láminas finas (Yáñez, 1980).

En la Cuenca de oriental el depósito aflora al norte de las Derrumbadas, en las inmediaciones de Atexcac y en la Sierra de Techachalco, el espesor aproximado es de 250 m (Baltazar, 1982).

Formación San Felipe

Está compuesta de calizas arcillosas compactas con láminas cristalinas de color gris claro y gris verdoso, bentónicas y fracturadas (Baltazar, 1982).

Aflora en la Sierra de Soltepec y al sur de las derrumbadas, en donde alcanza un espesor de 200 m, dato aproximado (Baltazar, 1982).

Formación Méndez

Se integra por lutitas calcáreas y margas, las coloraciones del depósito varían de grises-azules a café oscuro, intercalados con lentes arcillosos bentónicos, capas de arenisca y caliza, en conjunto la formación es poco compacta (Baltazar, 1982). El espesor es de 0.30 a 0.5 m y el afloramiento tipo se localiza en la Sierra de Techachalco que integra el límite sur de la Cuenca de Oriental (Baltazar, 1982).

Formación Mexcala

Se trata de rocas calizas arcillosas y limolitas calcáreas de tonalidades grises que están intercalados por capas de arenisca, lutita y lentes de caliza clástica, arreglo que se conoce como tipo *flysch* (Yáñez, 1980). En algunos afloramientos la arenisca muestra un predominio de granos clásticos detríticos de caliza y dolomita, con mediana cantidad de cuarzo, feldespatos y minerales máficos completamente alterados en menor porción (Fries, 1960). El espesor es de 250 m y el afloramiento tipo se localiza en la Sierra de Techachalco (Reyes, 1979).

Paleógeno

Está representado por rocas ígneas intrusivas que han sido expuestas por intensos procesos erosivos. Los afloramientos se localizan al centro de la cuenca y están representados por granitoides, estos desarrollaron una dinámica metamórfica local (de contacto) que dio como resultado esquistos (verdes) y mármoles.

Neógeno

Formación Cruz Blanca

Este sustrato se formó a partir de detritos mesozoicos de origen sedimentario continental (conglomerados, arenas y arcillas), están cubiertos por piroclastos que se intercalan con sedimentos lacustres (Reyes, 1979).

Su espesor de 60 m y el afloramiento tipo se encuentra al noreste de la cuenca, cerca de las inmediaciones del Cofre de Perote (Reyes,1979).

Formación Teziutlán

Se integra por andesitas, basaltos y dacitas, cubiertas por flujos piroclásticos que alcanzan espesores hasta de 70 m (Reyes,1979). El afloramiento tipo se encuentra al suroeste del Cofre de Perote, cabe mencionar que los focos de emisión de estos materiales son La Malinche, Cofre de Perote y Pico de Orizaba (Yañez, 1980).

Cuaternario

Este periodo es el de mayor importancia para la investigación, ya que en él se manifiesta una etapa volcánica representativa en área y por la variedad morfológica. Entre las que destacan los conos de escoria, anillos de toba, cráteres de explosión, maares y domos, todos ellos integrados en el campo monogenético de los Humeros, es importante destacar que los productos asociados presentan una composición básica, intermedia y ácida.

Riolíta de Oyameles

Corresponde a una serie de estructuras (domos) compuestas por brecha dacítica, andesitas y piroclastos de composición riolítica, así como, derrames esferulíticos, vitrófidos riolíticos y tobas riolíticas (Reyes,1979). El afloramiento tipo lo reportan en la caldera de los Humeros; sin embargo, existen varios yacimientos de riolíta asociadas a domos, como el Cerro de Oyameles y Cerro Pinto (Reyes,1979).

Formación San Antonio

Se compone de rocas andesíticas-basálticas y está dividida en dos miembros; el inferior (Orilla del Monte) y el superior (La Viola). El primero se caracteriza por una textura vítrea con alto contenido de plagioclasas y en menor porción, minerales máficos. El segundo destaca por su alto contenido de fenocristales de plagioclasa. Esta unidad tiene un espesor de entre 200-250 m y el afloramiento tipo se localiza al sureste de la caldera de los Humeros.

Formación Tenamastepec

Está integrado por dos miembros; El limón y Arenas, el primero es la parte inferior, este se compone de rocas andesitas con poca o nula presencia de fenocristales y basaltos con abundantes microcristales de plagioclasa y olivino (Reyes,1979). El miembro Arenas es la parte superior de la unidad y se trata de rocas afíricas. Tiene un espesor que varía entre 20-50 m y el afloramiento tipo se localiza al sur de la caldera de los Humeros (Yañez, 1980).

En el Cuaternario se dan las erupciones que dieron origen a los cráteres de explosión, este fenómeno expulsó fragmentos de basalto, andesita y pómez (de texturas: arenas, arcillas, escoria); gravas-gravillas de calizas (Formación Méndez), lo que pone de manifiesto la magnitud de los eventos paroxísmicos, capaces de llevar a superficie fragmentos del basamento (Fig. 9).

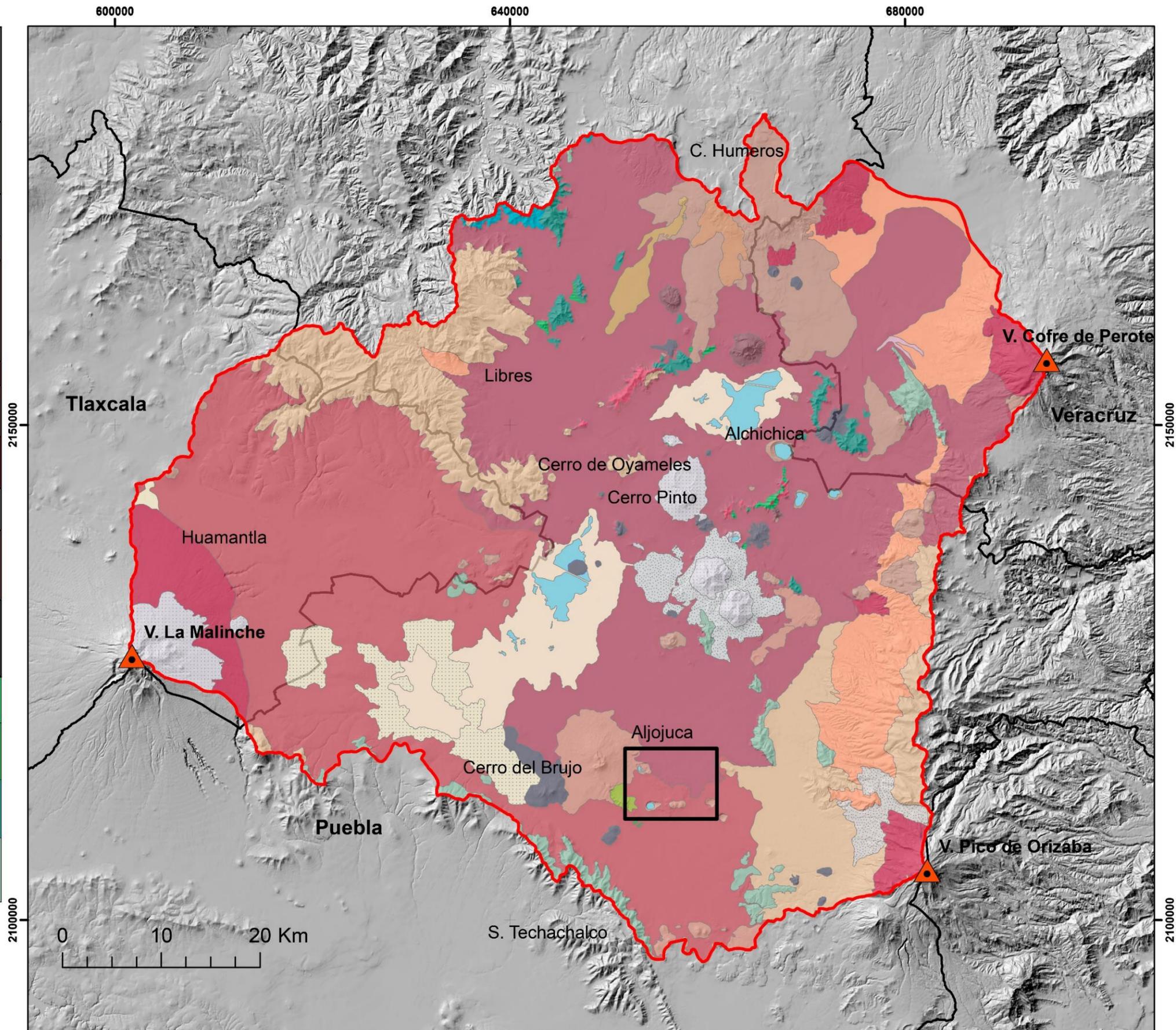
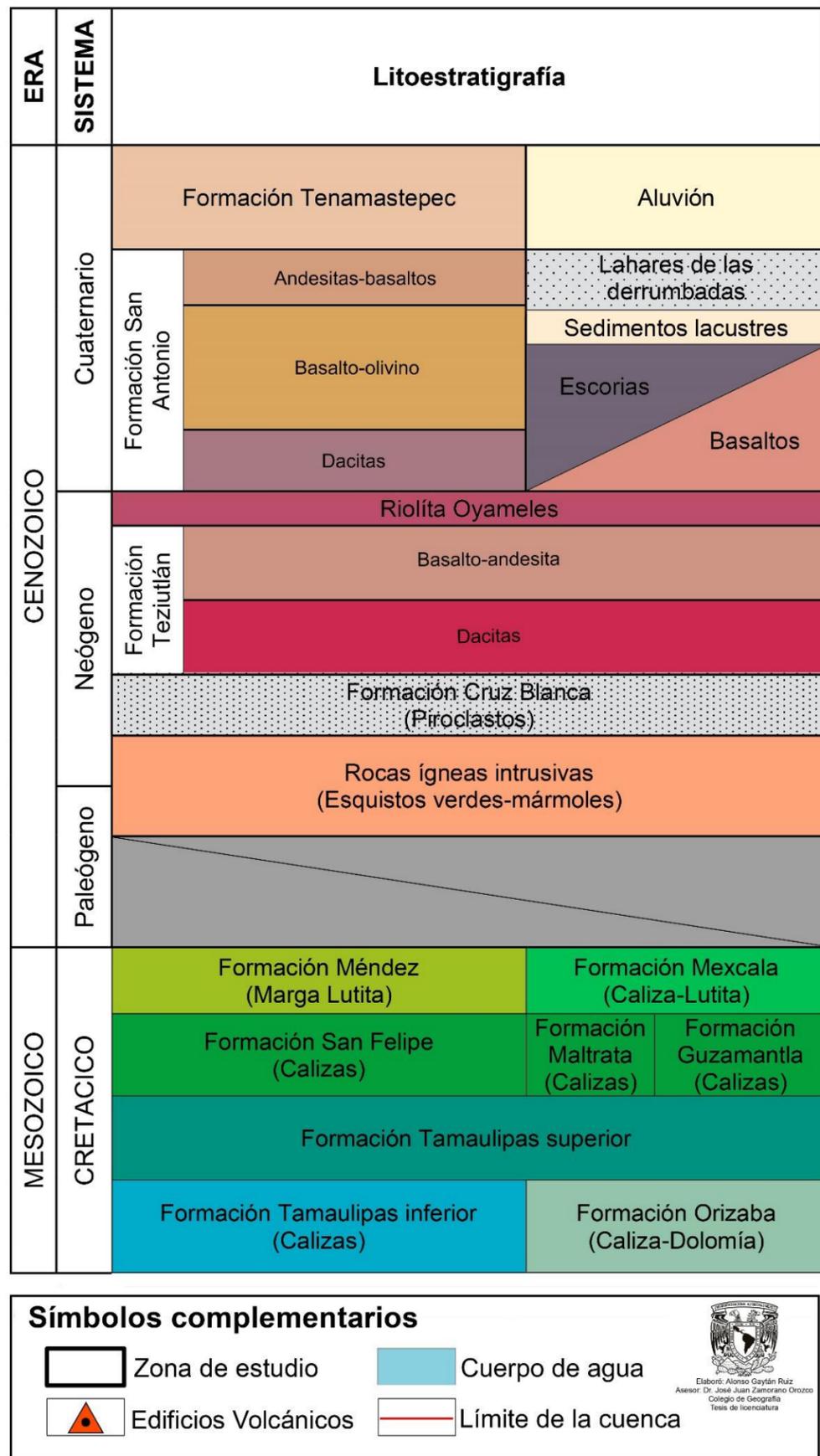


Figura 9. Geología de la Cuenca de Oriental (Carrasco, 2021, Moya, 1986 y Vergara, 2002)

La actividad volcánica Cuaternaria se asocia a la formación del Cinturón Volcánico Mexicano, los flujos de lava y los diferentes movimientos tectónicos de ascenso y descenso dieron origen a una serie de cuencas escalonadas, desmembradas por volcanes aislados y grandes cadenas montañosas (Lugo, 1984).

En la Cuenca de Oriental esta etapa se caracterizó por la actividad efusiva proveniente de la sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Este hecho ocasionó que los flujos de lava de carácter basáltico y dacítico se acumularan, aumentaran de volumen las estructuras volcánicas, obstruyeran el sector oriental de la cuenca y represaran el antiguo drenaje hacia el Golfo de México.

De acuerdo con Guilbaud (2022), a finales del Cuaternario el vulcanismo migró hacia el interior de la cuenca. El sector norte se caracteriza por la emisión de lavas proveniente de la caldera de los Humeros, en el centro destacan los domos riolíticos de *las Derrumbadas*, los cuales son el producto de la sobreposición de flujos de lava, material piroclástico y lahares (Fig. 10.); *Cerro Pinto*, el cual tiene un origen similar al anterior, sin embargo, esta estructura destaca por la presencia de un anillo de toba anexo al domo principal (Fig. 11).



Figura 10: Domos de las derrumbadas (octubre, 2022).



Figura 11: Vista aérea de Cerro Pinto, (Google Earth, 2023).

Los conos-anillos de toba y maeres ocupan los niveles altitudinales más bajos de la Cuenca de Oriental. La explicación a este hecho es que se trata de una zona de colmatación de materiales de caída (volcánico) y acarreo (fluvio-proluvial-lacustre), que han sepultado las evidencias disyuntivas que les dieron origen.

Los cráteres de explosión (Atexcac, Alchichica, Quechulac, La Preciosa, Xalapasquillo, Tepexitl, Chico, Grande, Aljojuca y Tecuitlapa) son el resultado de la interacción del magma con los mantos freáticos del subsuelo (Fig. 12).



Figura 12: Cráteres de explosión de la Cuenca de Oriental, Atexcac (superior) y Quechulac (inferior), ambas son resultado de las explosiones freatomagmáticas (octubre, 2022).

Las rocas que constituyen a la Cuenca de Oriental son el resultado de largos periodos de sedimentación (marina y continental), esto se refleja en la formación de rocas calizas durante el Cretácico y de superficies subhorizontales detríticas que evolucionaron e integraron al paisaje desde el paleógeno, este relieve alternó con la actividad volcánica cuaternaria (basaltos, basalto-andesita, andesita-basalto y andesitas) hasta lograr la morfología que existe en la actualidad.

Tectónica regional

Durante el Jurásico y Cretácico, la región se encontraba sumergida en el mar, lo que propició un largo período de sedimentación que generó grandes depósitos calcáreos en distintos ambientes marinos (Reyes, 1979). Al final de esta etapa, se llevó a cabo un levantamiento que hizo emerger a las rocas sedimentarias marinas, lo que generó distintos sistemas de fallas y fracturas, así como plegamientos anticlinorios en dirección NW-SE (Reyes, 1979).

A inicios del Cenozoico se desarrolla una etapa de vulcanismo asociada a Los lineamientos NW-SE, responsables de un prolongado proceso de colmatación, a partir de materiales volcánicos (piroclastos y depósitos de caída) lo que dio como resultado un relieve subhorizontal en la cuenca (Moya, 1987). Este es el origen del basamento de las estructuras volcánicas más importantes de la zona de estudio (Pico de Orizaba, Cofre de Perote, Sierra de Libres, La Malinche y sierra de Cofre de Perote-Orizaba). Asociados a los volcanes compuestos, tuvieron desarrollo sistemas volcánicos menores como los de San Salvador El Seco y la caldera de Los Humeros, en donde las rocas emitidas fueron en su mayoría de composición andesítica y en menor grado basáltica (Moya, 1987).

La Cuenca de Oriental en el Neógeno presentó una etapa intensa de fracturamientos, los más representativos se encuentran al norte y fueron responsables de la ruptura y el colapso de la cámara magmática de la actual caldera de los Humeros.

De manera simultánea se generó un sistema de fallas en dirección NE-SW, en el piedemonte volcánico al sur de La Malinche y la Sierra de Techachalco al sur, posiblemente fue dislocada en el mismo periodo (Moya, 1987) (Fig. 13).

Por último, los derrames lávicos y los flujos piroclásticos asociados a la etapa activa final sepultaron la mayor parte de las rocas cretácicas, este hecho junto con la formación de lagos someros (Tepeyahualco y Totolcingo) establecieron los actuales rasgos geomorfológicos de la Cuenca de Oriental.

En la zona de estudio los lineamientos tectónicos se localizan en los bordes de la cuenca, esto se debe a que el interior se encuentra cubierto por una serie de materiales volcánicos (cenizas, flujos piroclásticos) y sedimentos lacustres que son producto de la erosión en las partes más altas de la Cuenca (Moya, 1987) (Fig.13).

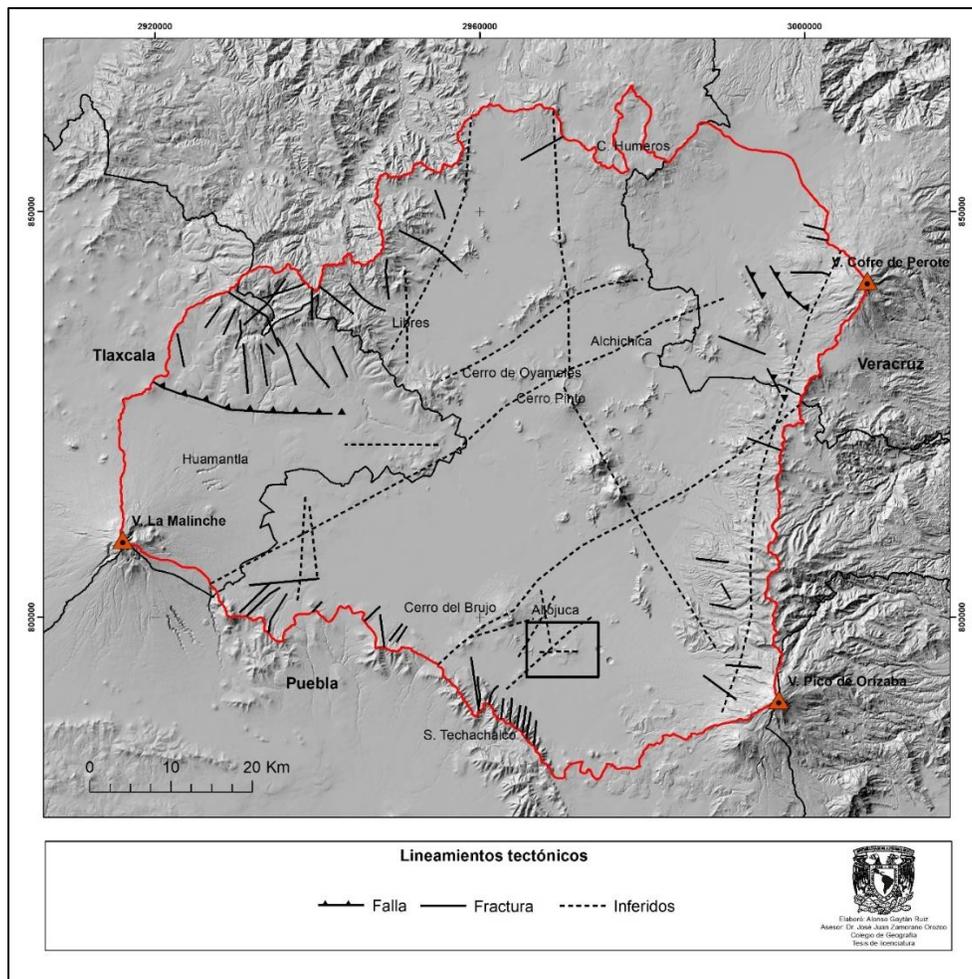


Figura 13. Lineamientos y fallas de la Cuenca de Oriental (Moya, 1987 y Reyes, 1979).

La mayor densidad de lineamientos en la cuenca de Oriental se localiza en el sector NW, sobre el Bloque Malinche-Libres. Coincide con una secuencia de escarpes con dirección preferencial NW-SE y en menor grado NE-SW. En La caldera de Los Humeros, se distingue un lineamiento bien definido con una orientación NE-SW.

Sobre el piedemonte de la sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba, se reconocen distintos comportamientos tectónicos; en la zona cercana al Pico de Orizaba los lineamientos son principalmente en dirección NE-SW y en menor grado N-S, mientras que en Aljojuca, la orientación de los lineamientos es NE-SW están asociados a derrames lávicos y formación de cuerpos cineríticos. Además, en la parte central de la sierra predominan fracturas con orientaciones SW-NE y en menor grado NW-SE.

Las estructuras disyuntivas en la Cuenca de Oriental en apariencia son pocas, se reconocen en sus límites y en las regiones donde el vulcanismo no es reciente. El vulcanismo Pilo-Cuaternario (flujos de lava) y la colmatación en las zonas deprimidas, por detritos volcánicos-proluviales-lacustres los han cubierto, los lineamientos visibles se orientan NE-NW.

2.2. Marco geológico local

2.2.1. Cráteres Aljojuca y Tecuitlapa

Ambas estructuras se localizan en el estado de Puebla, al sur de la Cuenca de Oriental ($19^{\circ} 5' N - 97^{\circ} 34' W$). Los poblados de Aljojuca y San Miguel Tecuitlapa son los más cercanos a los cráteres que se estudian (Fig. 14).

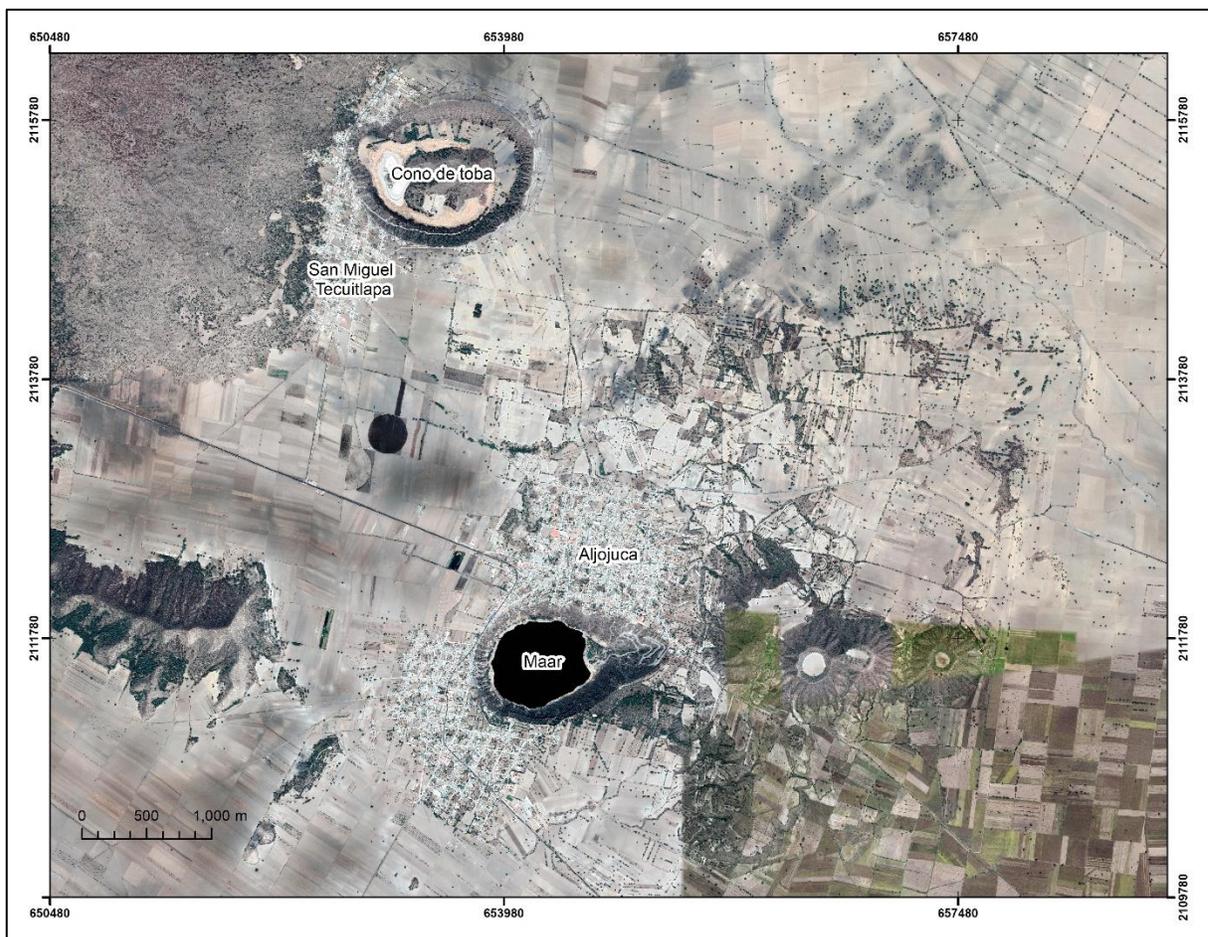


Figura 14. Lagos cráteres de Aljojuca y Tecuitlapa (Google Earth, 2023).

2.2.2. Litología de Aljojuca y Tecuitlapa

De acuerdo con el mapa del Vergara et al (2002), se reconocen las siguientes unidades litológicas en los volcanes Aljojuca y Tecuitlapa: toba andesítica-andesita; tobas riolíticas (acarreos fluviales); basaltos y rocas sedimentarias del Cretácico (Lutitas y Calizas) (Fig. 15).

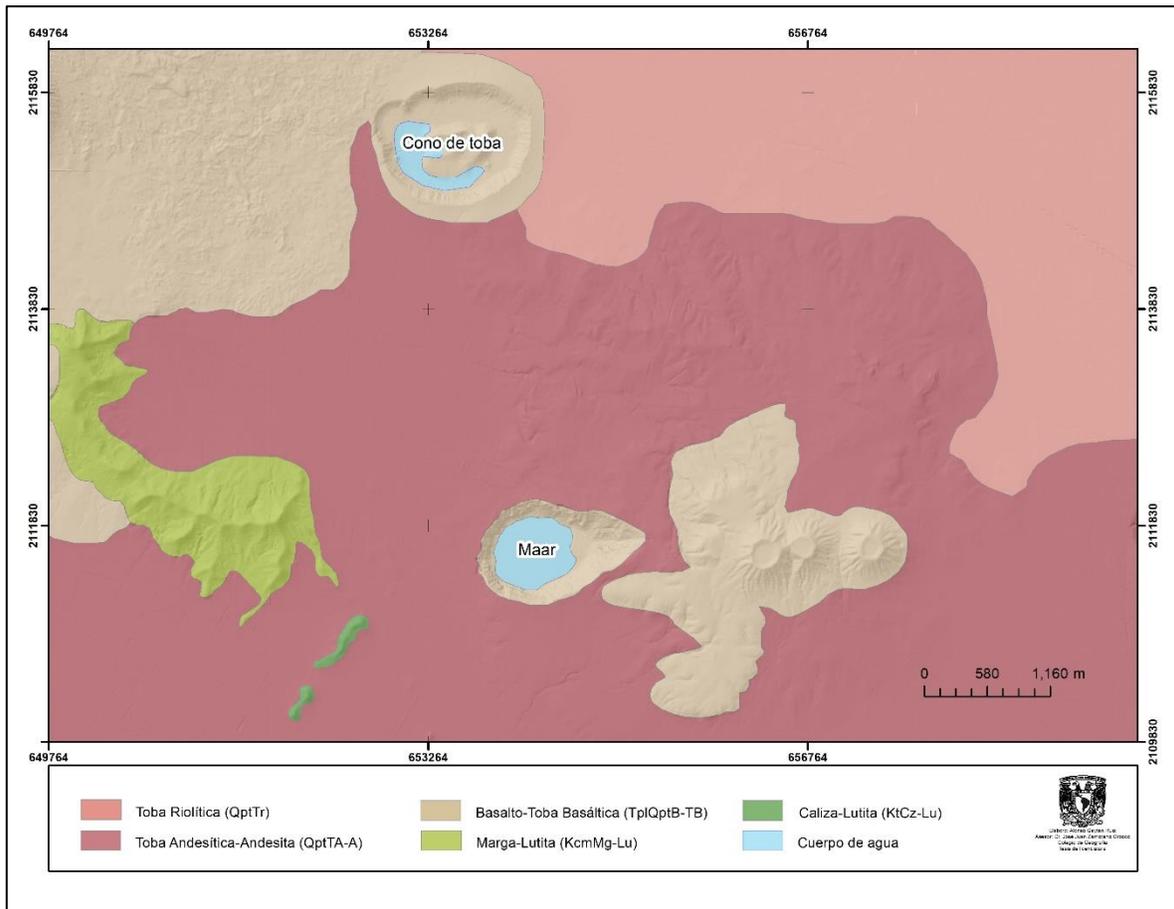


Figura 15. Litología de la zona de estudio (Vergara et al., 2002).

El territorio de estudio tiene una superficie de 115 km², de ellos el 52% corresponde a tobas andesíticas-andesita. La morfología es subhorizontal ligeramente inclinada hacia el norte (2400 msnm, dato promedio) y forma parte de la Unidad Planicies Superiores (Fig. 5).

Las tobas riolíticas representan el 26% del área de estudio, se asocian con la actividad volcánica ocurrida en los terrenos cercanos a los volcanes de interés, hay que mencionar que la mayor parte de estos depósitos están cubiertos o se intercalan con detritos lacustres, la morfología es subhorizontal y presenta una altitud promedio de 2450 msnm.

El basalto conforma el 20% de la zona de estudio, proviene de flujos de lava asociada a la actividad de los volcanes monogenéticos aledaños a los cráteres de explosión (Mixquiahuac-Cerro del Brujo), la altitud es de entre 2400 a 2900 msnm. Cabe mencionar que sobre esta unidad sobreyacen Aljojuca y Tecuitlapa.

Por último, las rocas sedimentarias cretácicas representan el 2%, se trata de crestas aisladas de composición de margas-lutitas y calizas las cuales son el resultado de la deformación del basamento original de la cuenca y la colmatación de detritos volcánicos y lacustres.

2.2.3. Aspectos generales de los cráteres de explosión: maar de Aljojuca y cono de toba Tecuitlapa.

Los cráteres de explosión son la segunda forma volcánica más común de la corteza terrestre, generalmente se forman en campos basálticos cercanos a conos de escoria y son el resultado de explosiones por la interacción del magma con agua (freatomagmatismo), por ejemplo, en mantos freáticos (Lorenz, 1985).

La morfología de los cráteres de explosión se caracteriza por presentar un cráter de fondo plano, que puede estar ocupado por un cuerpo de agua, conos de escoria y flujos de lava. A continuación, se explican las características generales y los procesos de formación de Aljojuca (maar) y Tecuitlapa (cono de toba).

2.2.3.1 Aljojuca.

Maar

Este tipo de relieve se origina por explosiones violentas, generan un cráter donde el fondo está por debajo del nivel del suelo inmediato, es más amplio que profundo y su borde perimetral (anillo eyectado) resulta de la acumulación de materiales eyectados del mismo foco emisor (Fig. 16) (Ollier, 1969).

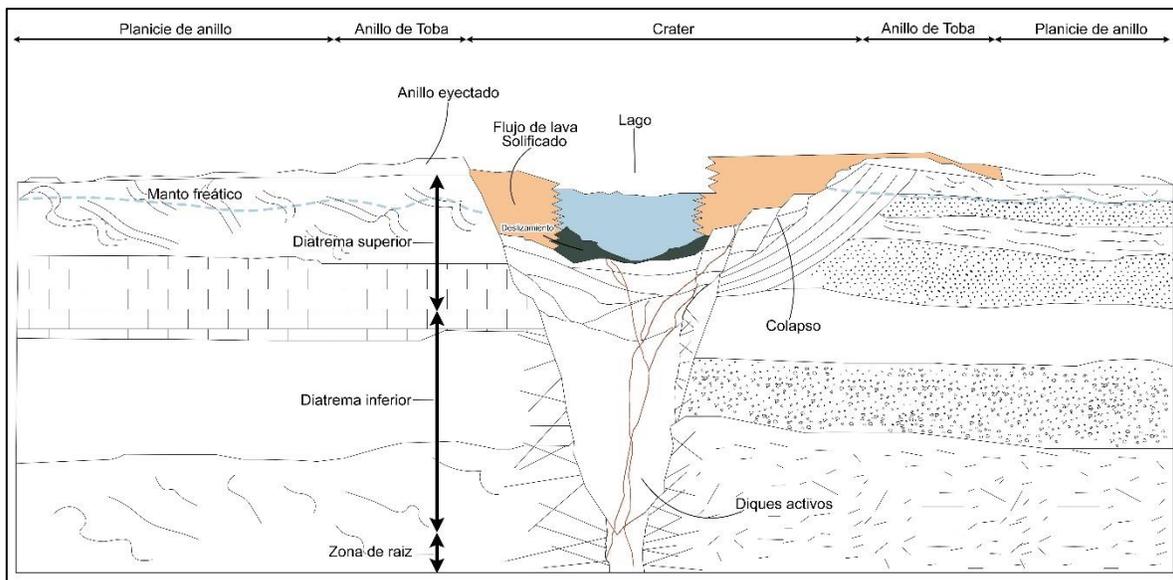


Figura 16. Esquema de un maar en perfil (Kereszturi & Németh, 2012).

Los maares se crean a partir de la interacción entre el magma y el agua, este hecho se conoce como explosión freatomagmática (Kereszturi & Németh, 2012). Este episodio violento, convierte el calor del magma en energía mecánica y sucede en el siguiente orden:

1. El magma y el agua interactúan, lo que genera una capa de vapor.
2. El vapor se escapa por las zonas de mayor debilidad de la estructura, lo que ocasiona la fragmentación de lava y ondas expansivas.
3. El vapor caliente se expande rápidamente y provoca la humectación de distintos materiales volcánicos.
4. Durante la erupción se fragmentan las partículas emitidas por los acontecimientos anteriores.

De acuerdo con Montanaro et al. (2022) hay tres tipos de explosiones que se asocian a la interacción del magma con el agua; las primeras se les conoce como hidrotermales, las cuales se generan a partir de la descompresión de gases; a las segundas se les denomina freáticas, la relación entre los cuerpos de agua con el magma es de manera indirecta, como el calor; por último las explosiones freatomagmáticas, en dónde hay contacto directo entre los mantos freáticos y el magma, cabe mencionar que la cantidad de agua no debe de ser mayor respecto a las lavas, debido a que provocaría un enfriamiento súbito y no ocurriría explosión alguna (Fig.17).

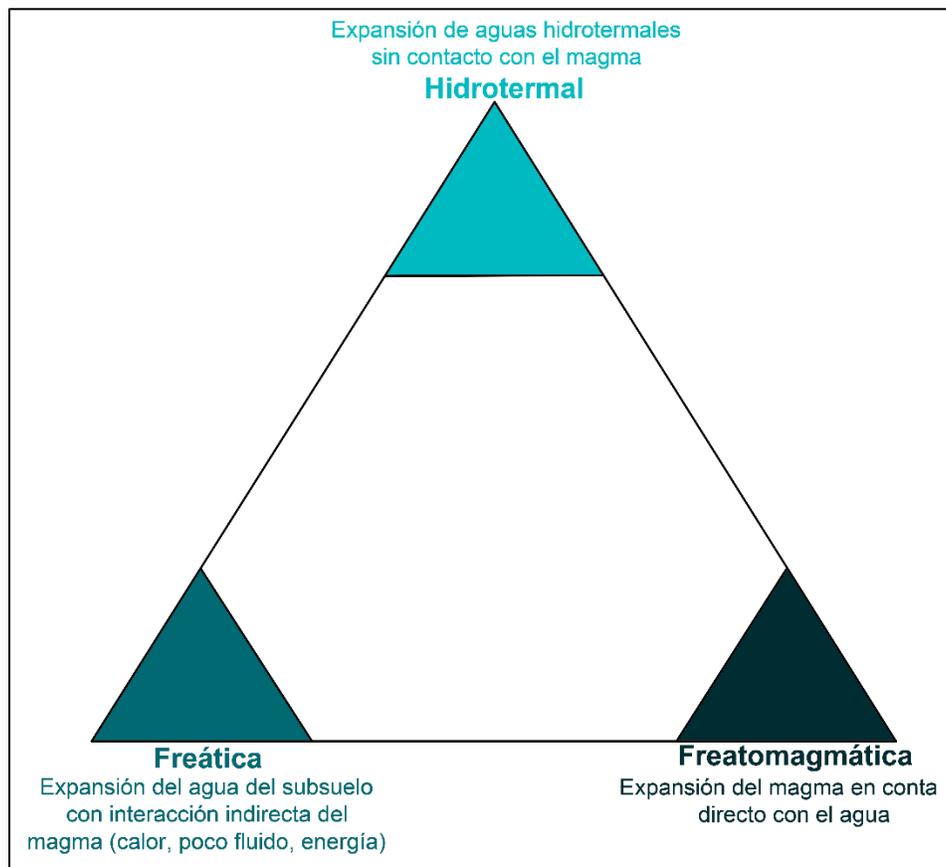


Figura 17. Diagrama de los tipos de explosiones en donde hay interacción agua-magma (Montanaro et al, 2022).

Los primeros tres episodios se repiten numerosas veces, lo que provoca una excavación en el cráter que corta el nivel de base de la superficie, al mismo tiempo las ondas expansivas acarrean material fino (detritos y cenizas), lo que da como resultado un terreno de acumulación de oleadas piroclásticas (surges) y forman un anillo alrededor del cráter (Fig. 18).



Figura 18. Surges en el atrio oriental del maar de Aljojuca, cada banda fina representa una explosión (Tomada De León et al, 2020).

Los surges pueden formar brechas de granos gruesos, asociadas a la formación de fisuras, colapso de conductos o migración de los focos efusivos, además, el agua y la humedad forman estratos de lapilli-ceniza y sacos de impacto de grandes materiales balísticos eyectados (bombas) (Fig.19).



Figura 19. Deformación por impacto y oleadas piroclásticas en el atrio norte del maar de Aljojuca (Tomada De León et al, 2020).

Los cráteres que forman estas estructuras son rellenados por materiales post-maar, como flujos de lava, conos de escoria, volcanes aglutinados (Spatter), y posteriormente ocupados por el nivel freático circundante. (Fig.20).



Figura 20. Maar de Aljojuca (octubre, 2022).

2.2.3.2 Evolución y estilos eruptivos: Aljojuca.

De acuerdo con De León et al. (2020), Aljojuca se formó en cinco episodios principales: el primero, dio origen al cráter principal, a través de él comenzó a ascender el magma y en el proceso interactuó con los mantos freáticos (capa almacén), lo que generó vapor de agua, que al no encontrar salida a causa de una capa de basalto (capa impermeable), favoreció un estilo eruptivo estromboliano (Fig. 21).

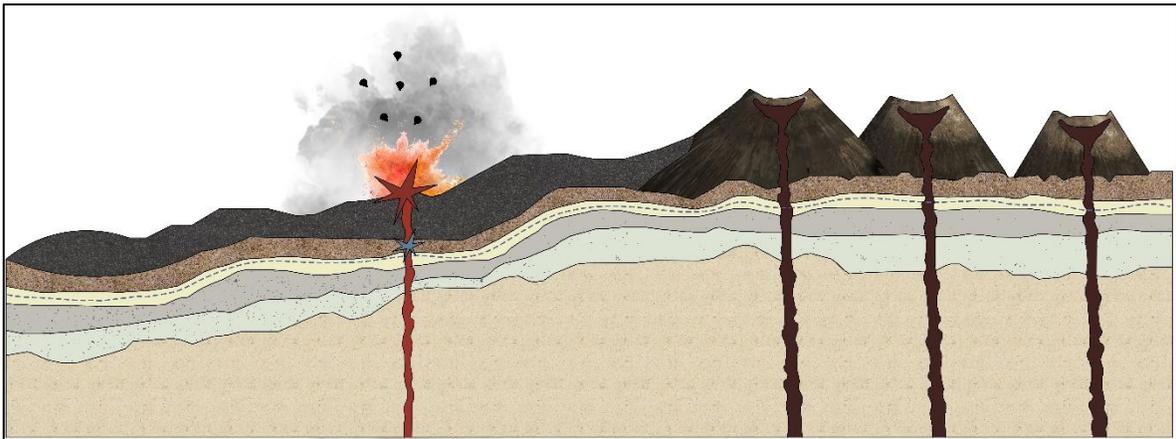


Figura 21. Primer episodio de la formación de Aljojuca (De León et al, 2020).

Al mismo tiempo, el magma ascendente se fragmenta a causa de la exsolución de gases y llega a la superficie sin entrar en contacto con el agua superficial. Posteriormente a esto, ocurre una fase de explosiones freatomagmáticas que fue acompañado por caída de cenizas y la formación de lapilli acrecional depositado en los bordes del cráter, este hecho refleja las condiciones húmedas en la erupción (Fig. 22).



Figura 22. Lapilli acrecional de Aljojuca en las laderas orientales del atrio volcánico (Tomada De León et al, 2020).

La segunda fase se caracteriza por la acumulación de material de caída (lapillis, cenizas y bloques). Al mismo tiempo el basamento del sector oriental es eyectado (basaltos y calizas), lo que favoreció que el cráter se ampliara y profundizara (Fig. 23). En este periodo la actividad volcánica tuvo poca o nula interacción con el agua, hecho que se refleja en un bajo número de deformaciones de impacto en los surges.

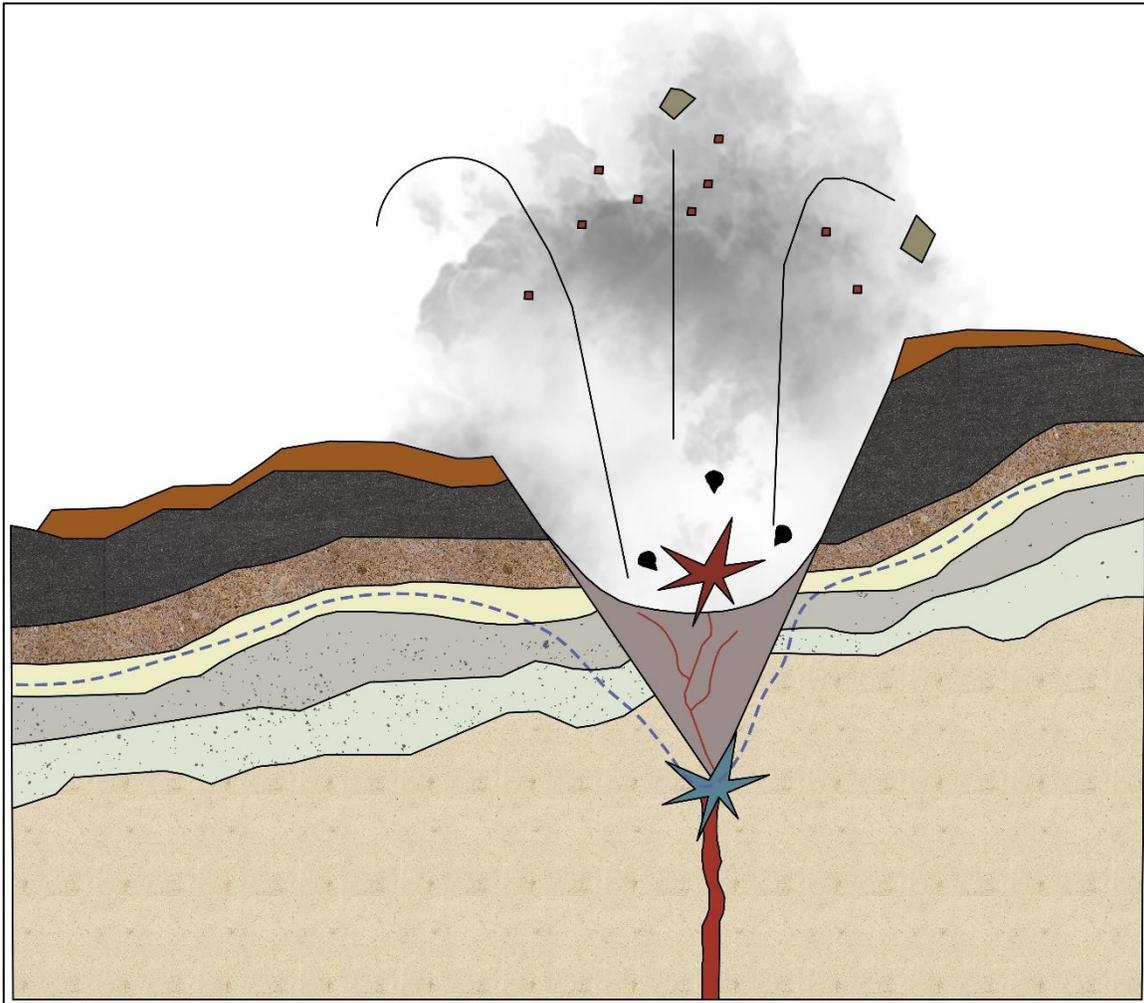


Figura 23. En la segunda fase de la formación del maar de Aljojuca, el cráter principal se amplía y profundiza (De León et al, 2020).

En la tercera fase continua la expulsión de materiales de caída, hecho que favoreció el crecimiento del anillo eyectado, así como la acumulación de cenizas y material balístico en el fondo del cráter (De León et al, 2020). Durante este periodo se fractura la diatrema de la estructura, evento responsable del colapso parcial de la ladera occidental, de esta manera el diámetro del edificio fue en aumento (Fig. 24).

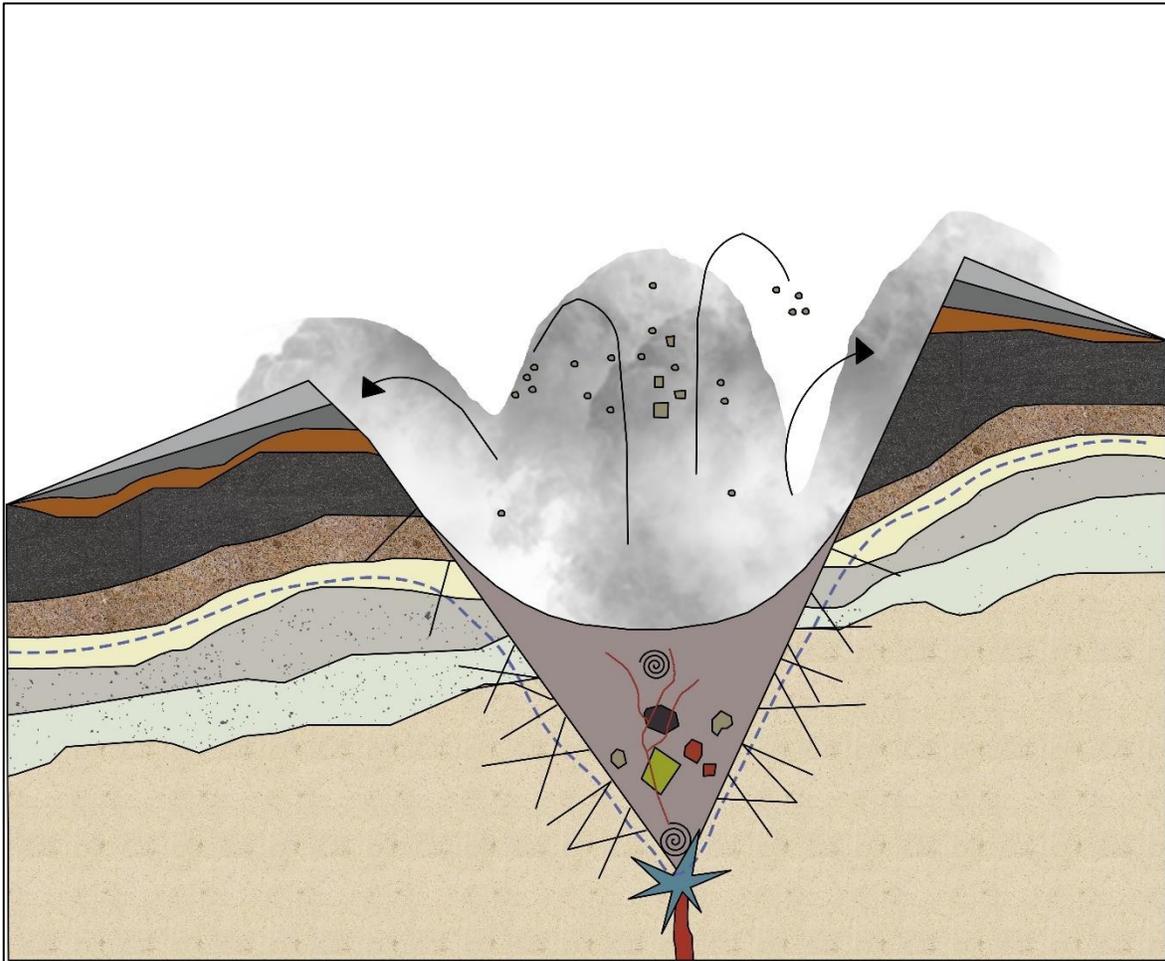


Figura 24. Tercera fase de la formación del maar de Aljojuca, se observa el crecimiento del borde perimetral del cráter, así como el aumento del diámetro (De León et al, 2020).

La cuarta fase se caracteriza por la emisión de depósitos de caída (cenizas, lapilli y materiales balísticos), acompañadas de series de explosiones freatomagmáticas (Fig. 25), estos episodios en conjunto formaron capas interestratificadas de oleadas piroclásticas con detritos.

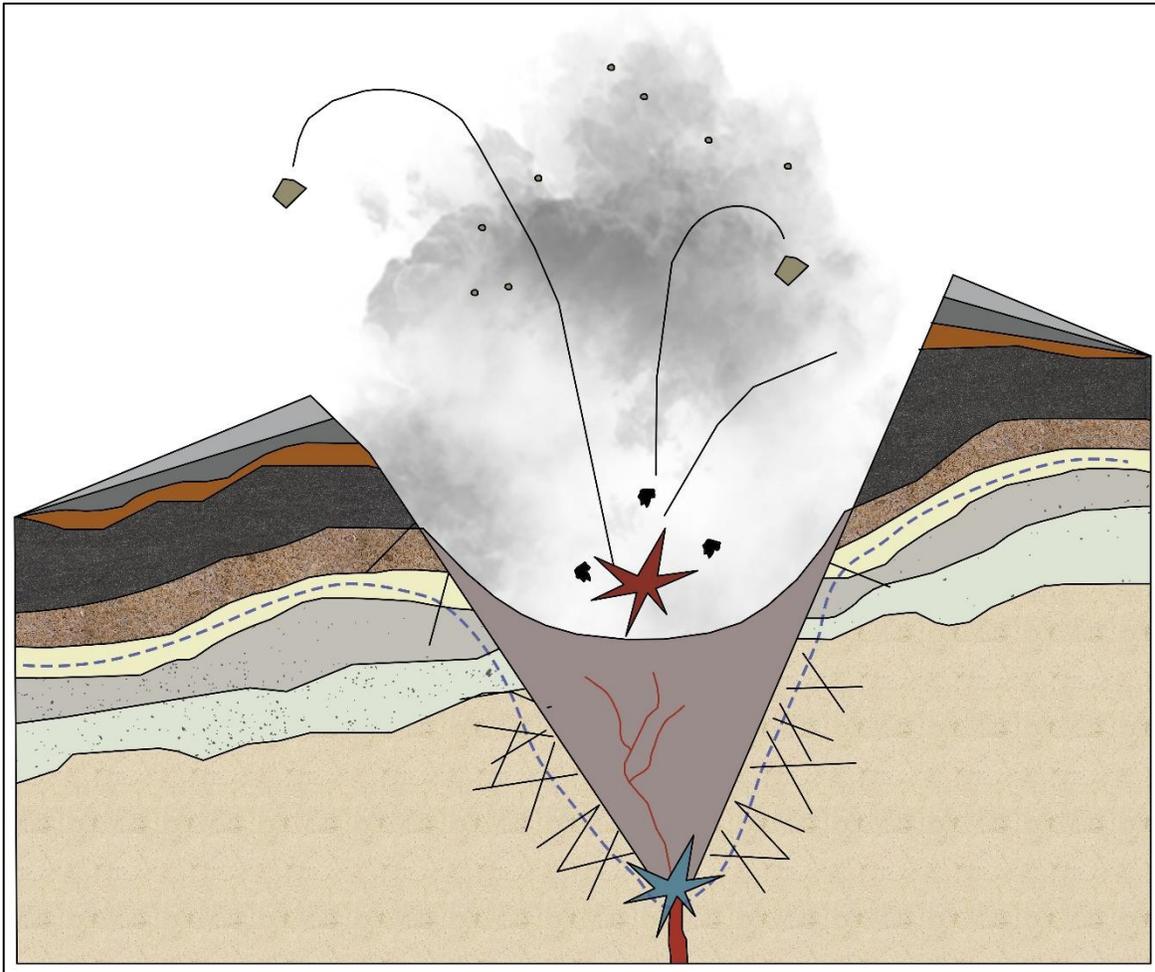


Figura 25. Cuarta fase de formación de Aljojuca (De León et al, 2020).

Durante última fase el conducto principal, que dio origen al cráter, migra hacia el este y desencadena series de explosiones freatomagmáticas que debilitaron el flanco oriental, provocando colapsos-deslizamientos (Fig. 26a). Además, series de explosiones estrombolianas tienen desarrollo en este sector, lo que dio como resultado las dimensiones actuales de la estructura (Fig. 26b).

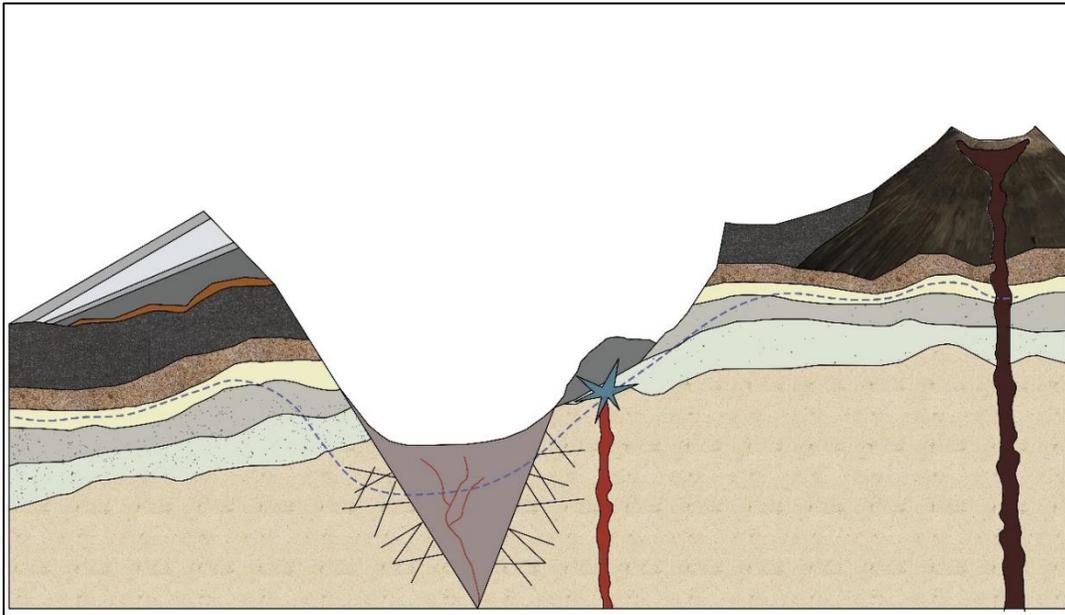


Figura 26a. Quinta fase de la formación del maar de Aljojuca. El conducto principal migra hacia el oriente y provoca el colapso parcial de este sector (De León et al, 2020).

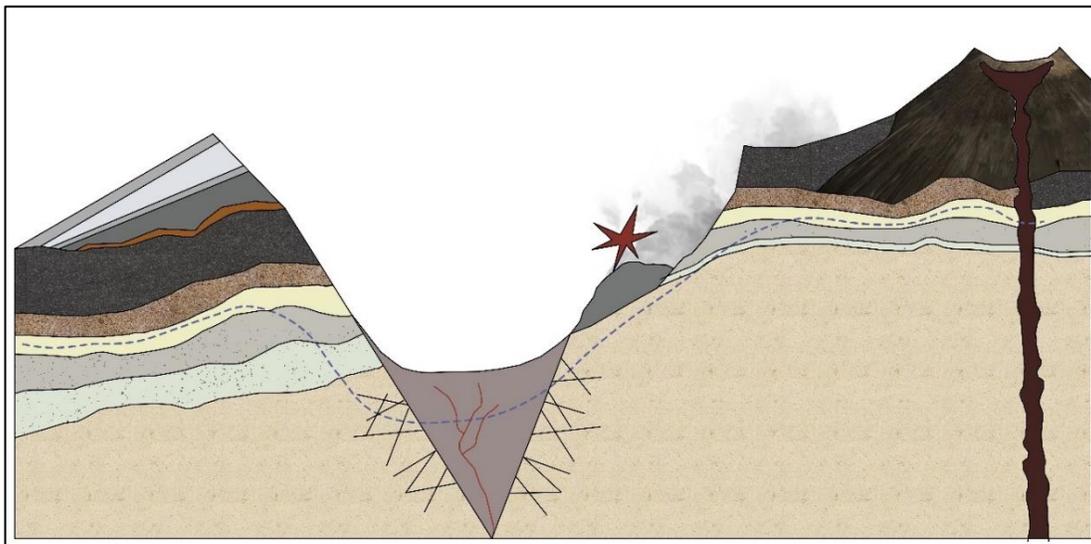


Figura 26b. Explosiones estrombolianas en el sector este de Aljojuca (De León et al, 2020).

Al terminar la actividad volcánica, los procesos exógenos acarrean detritos provenientes del volcán Mixquiahuac y cubren el colapso del flanco oriental del cráter, además, los mantos freáticos llenan el fondo, en donde se forma un lago en el interior y genera un largo periodo de sedimentación, estos eventos dan como resultado a la morfología actual del maar Aljojuca (Fig. 27a y 27b).

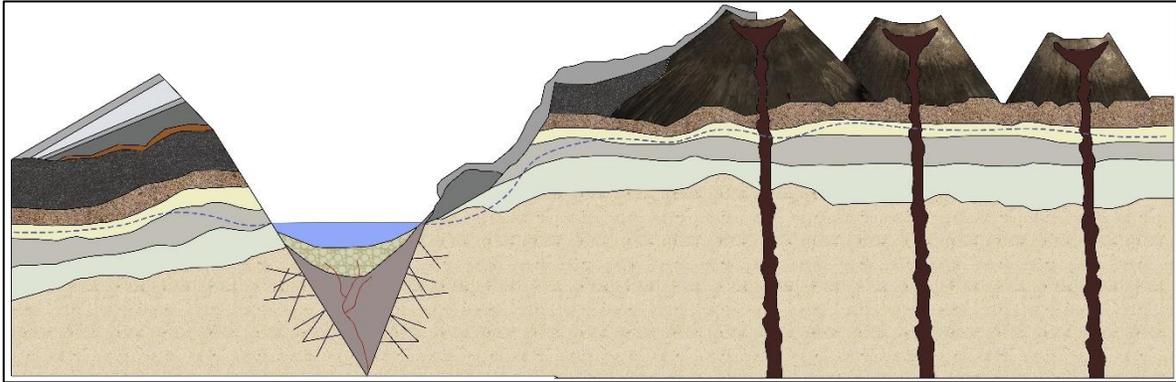


Figura 27a. Esquema en perfil del estado actual del maar de Aljojuca, se observa el lago en su interior y la sobreposición de detritos en el flanco este (De León et al, 2020).



Figura 27b. Maar Aljojuca (octubre, 2022).

2.2.3.3. Tecuitlapa

Cono de Toba

El proceso de formación de estas estructuras es similar a los maeres, la diferencia radica en que la acumulación de oleadas piroclásticas alcanza una mayor altura, esto se debe a el material expulsado es de textura lodosa y rica en escombros. De lo anterior, se explica la formación de un cono alrededor del cráter, los cuales pueden alcanzar una altura de hasta 300 m (Kereszturi & Németh, 2012) (Fig. 28).

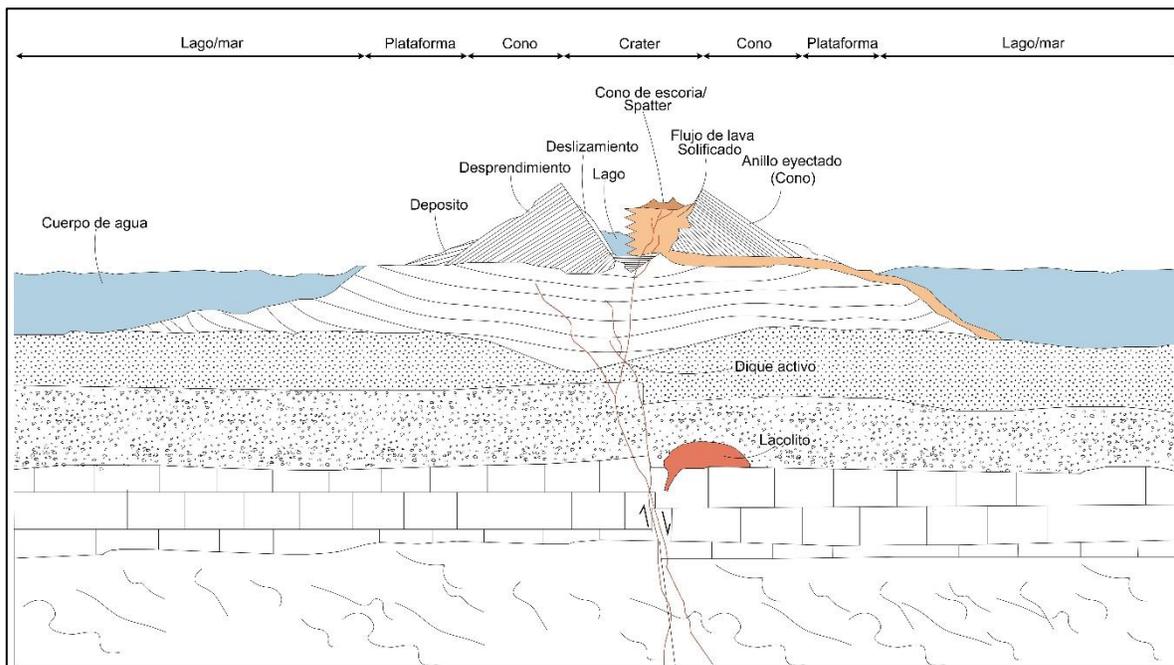


Figura 28: Esquema de un cono de toba en perfil (Kereszturi & Németh, 2012).

Los conos de toba se asocian con cuerpos de agua poco profundos, sin embargo, cuando existe una interacción estrecha con el magma, la morfología será menos homogénea debido a los frecuentes paroxismos y destrucción del foco emisor. Otra de sus características, es el de ser menos amplios (respecto a los maeres) y con laderas más inclinadas (Fig. 29). El fondo de cráter por lo general se mantiene a nivel del relieve circundante o es poco profundo.



Figura 29. Laderas interiores del cráter de fuerte inclinación, en el sector sur del cono de toba Tecuitlapa (octubre, 2022) Nótese el basamento en donde se emplazó el cono Tecuitlapa, reportado por Siebe et al., (1993) como flujos piroclásticos pertenecientes al Pico de Orizaba (horizonte café claro).

En el caso particular de Tecuitlapa se desarrollaron cuatro conos de escoria al interior del cráter, estas estructuras se alinean en dirección este-oeste y con altura promedio de 50 m. En la base de estas estructuras existen cuerpos de agua con régimen estacional. En los bordes interiores del cráter aparecen pseudoestratos de lapilli y ceniza que son deformados por sacos de impacto, también fue posible reconocer bombas volcánicas con un eje mayor aproximado de 2 m (Fig. 30).



Figura 30. Bombas volcánicas asociadas a la actividad de los conos de escoria en el interior del cráter del Tecuitlapa (octubre, 2022).

2.2.3.1 Evolución y estilos eruptivos: Tecuítlapa

El origen del Tecuítlapa se integra de seis fases de evolución, la primera inicia con una explosión estromboliana que da origen al cráter principal (Fig. 31).



Figura 31. Explosión estromboliana que representa la prima fase de formación del Tecuítlapa, el evento *rompe* las lavas provenientes del volcán Cerro del Brujo.

La segunda fase se caracteriza por series de explosiones freatomagmáticas acompañadas de material piroclástico, que se acumuló en los bordes perimetrales del atrio, cabe mencionar, que este evento estuvo acompañado por caídas (cenizas-lapilli-balísticos) que se depositaron en el fondo del cráter (Fig. 32a). En la tercera fase las laderas obtienen su morfología cónica con altura de 80 m sobre el nivel base de la superficie, así como sus dimensiones actuales (Fig. 32b).

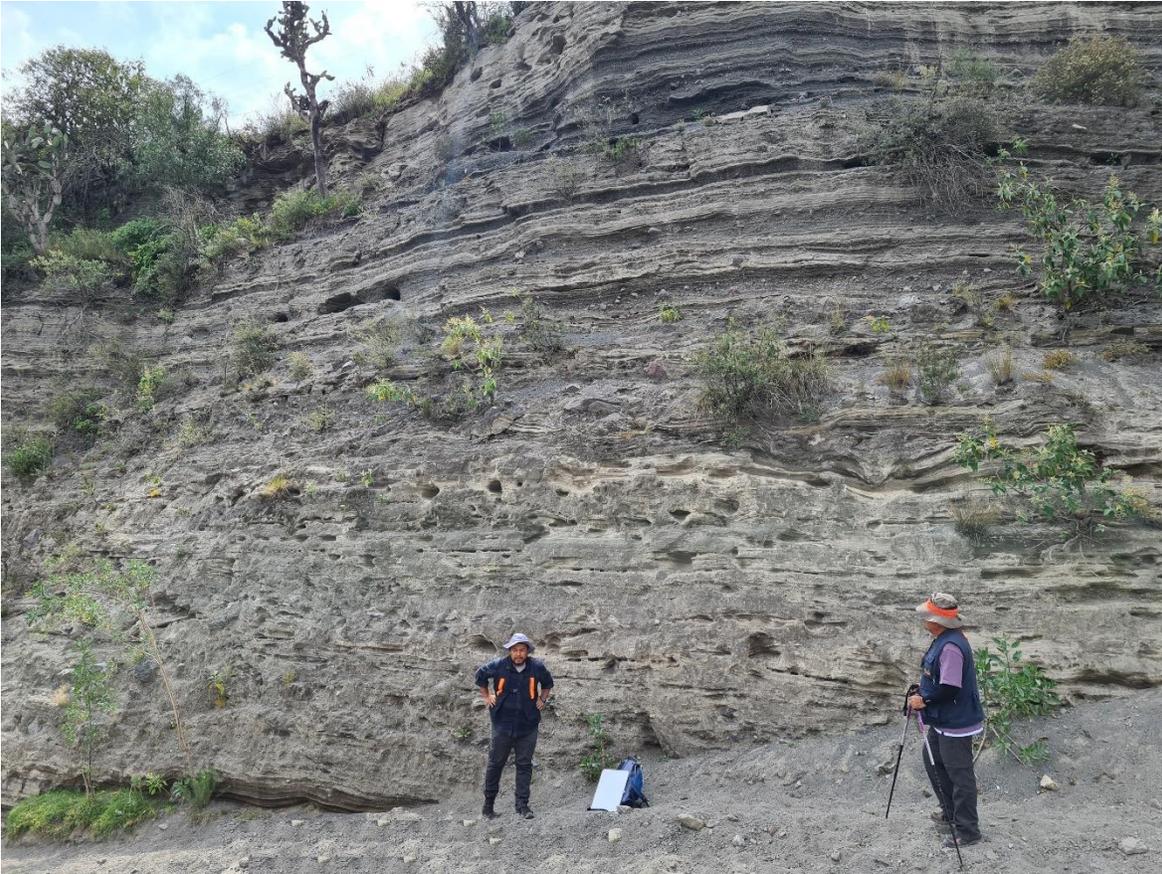


Figura 32a. Oleadas piroclásticas depositadas en el sector suroeste de Tecuitlapa, la acumulación de este material dio origen a la morfología de cono (octubre, 2022).

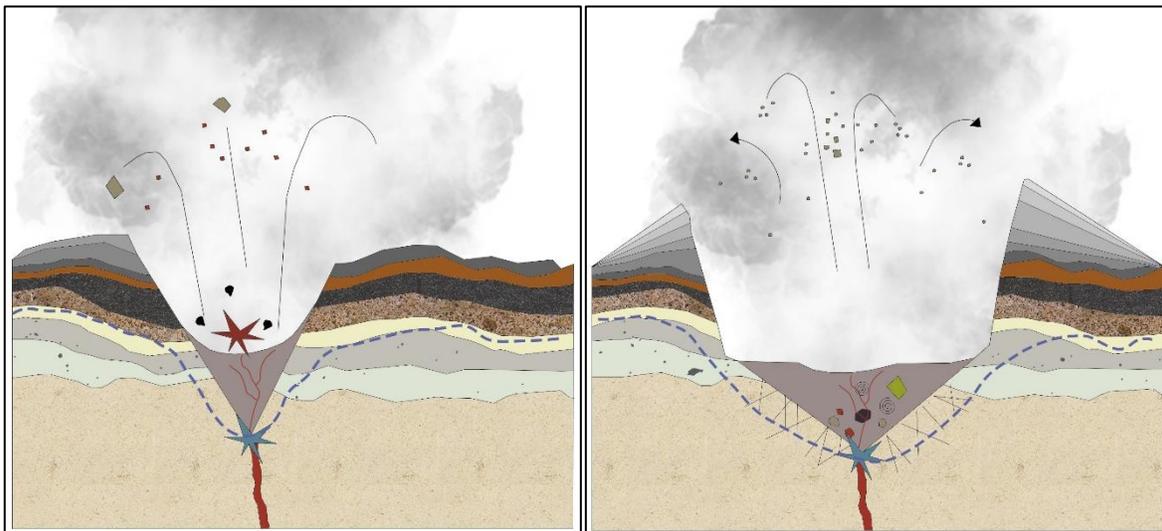


Figura 32b. Segunda fase (izquierda) y tercera (derecha) de formación del cono de toba de Tecuitlapa.

En la cuarta fase comienza una etapa de actividad volcánica en donde el magma deja de tener contacto con los mantos freáticos, lo que resulta en la formación de un cono de escoria en el fondo del cráter (Fig. 33).

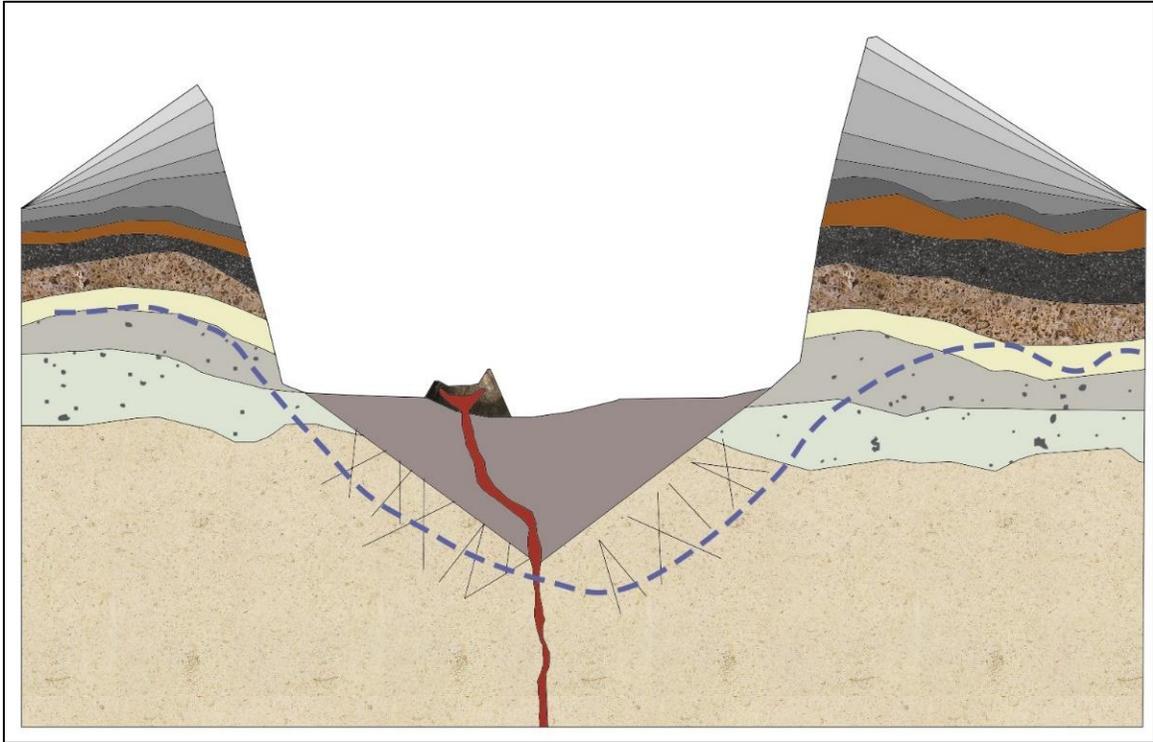


Figura 33. Esquema de formación de un cono de escoria al interior de Tecuitlapa.

La quinta fase se caracterizó por la migración del foco emisor (como propone Ort y Carrasco, 2009), en la medida que se desplazaba hacia el este, formó tres volcanes de escoria cuya actividad fue en aumento, característica que se hace evidente en la mayor altura de la estructura más oriental (Ort y Carrasco, 2009). Al terminar la formación de estos cuerpos, se forma un domo de lava en la ladera del cono más oriental. Por último, ocurre una descompresión de gases que levanta el material acumulado en el fondo del cráter y genera dos spatter, con alturas que no sobrepasan los 15 m sobre el nivel de la superficie del cráter (Fig. 34).

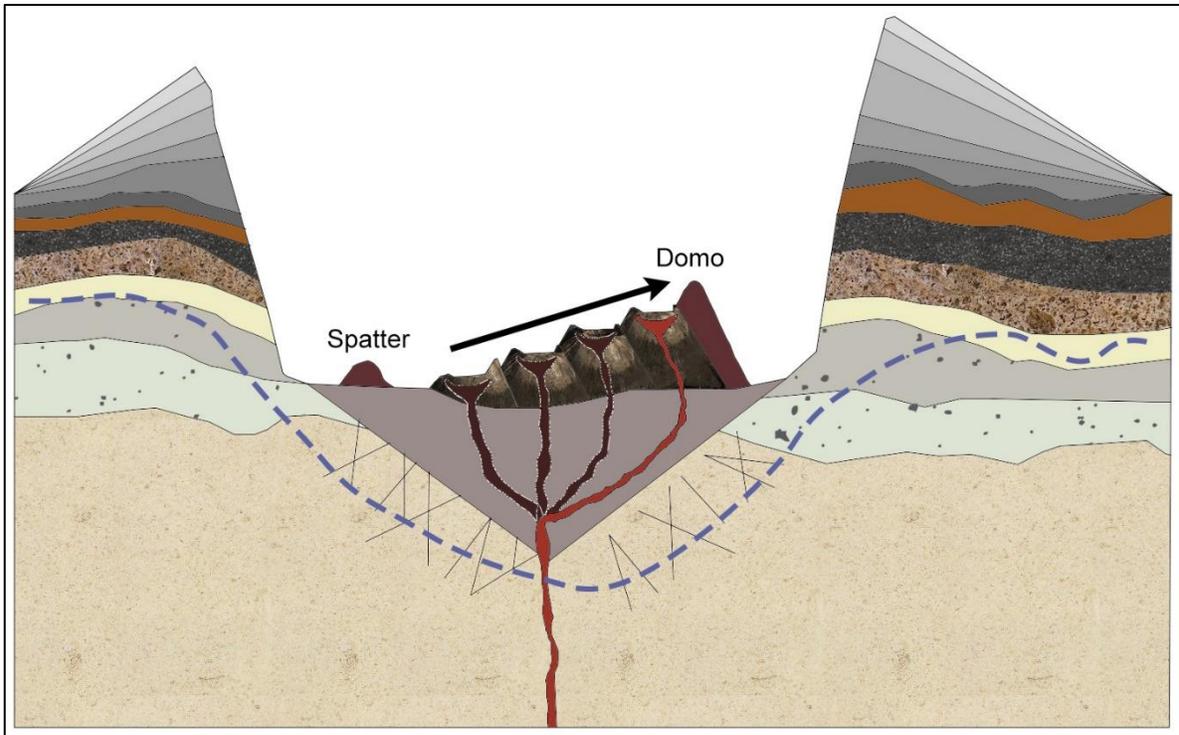


Figura 34. Migración de los focos de emisión hacia el oriente del Tecuittlapa, los cuales fueron responsables de la formación de los conos de escoria en el fondo del cráter

En la última fase termina la actividad volcánica, el fondo del cráter se ocupa por un cuerpo de agua estacional, que a lo largo del tiempo sepultó de manera parcial los conos de escoria y spatters. En este proceso el fondo se niveló y adoptó una morfología subhorizontal. Los agentes exógenos, en especial los fluviales, fueron los responsables del acarreo de detritos al interior del cráter, este proceso se hace evidente en la formación de rampas y abanicos proluviales (Fig 35a y 35b).

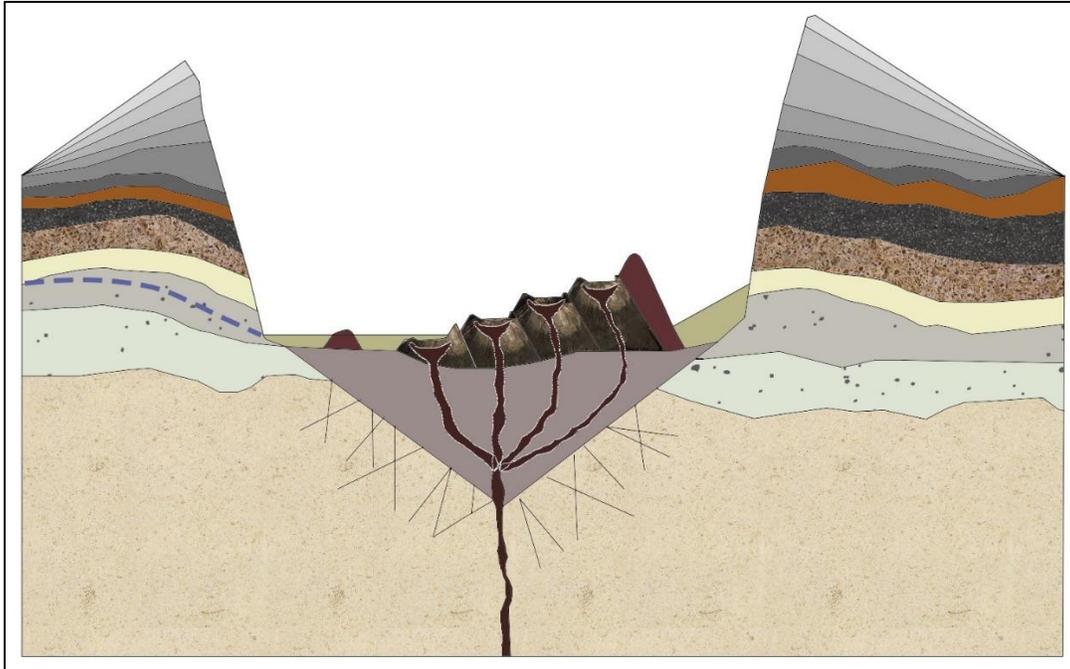


Figura 35a. Esquema en perfil del estado actual del cono de toba de Tecuítlapa, se observa las estructuras parcialmente sepultadas y los depósitos en forma de rampa en el sector oriental.



Figura 35b. Cono de Toba de Tecuítlapa (octubre, 2022).

El segundo capítulo ha permitido reconocer los diferentes tipos de litología presentes en la Cuenca de Oriental, así como su temporalidad, además, el análisis de la tectónica sirvió para establecer los procesos de formación y evolución de las estructuras de explosión.

El reconocimiento de los materiales y su acomodo en el campo fue determinante para establecer los mecanismos de ocurrencia y evolución del maar de Aljojuca y del cono de toba de Tecuitlapa, estos aspectos representan el punto de partida para la realización de la cartografía geomorfológica a detalle.

Capítulo 3. Geomorfología.

La Geomorfología es la ciencia que estudia las formas de la superficie terrestre y en ello, toma en cuenta la génesis, morfología, dinámica, evolución y edad. Los resultados de un análisis geomorfológico se representan por medio de una cartografía especializada en donde, las formas se ordenan a partir de un criterio morfogenético.

De esta manera, el mapa muestra la espacialidad y arreglo de las formas de relieve, así como los procesos que han definido la expresión actual del terreno. La presente investigación se encuentra dentro de la geomorfología volcánica, aspecto que se entiende como la relación entre los procesos eruptivos y el relieve resultante. Estos aspectos permiten diferenciar secuencias eruptivas, etapas de construcción y destrucción de los cráteres de explosión, así como los arreglos estructurales presentes en el desarrollo de este tipo de paisajes.

Los procesos exógenos tienen un menor desarrollo, debido a la edad reciente de las estructuras, por lo tanto, al ser menos visibles y desintegradas (surcos y canales), los cráteres de explosión conservan en gran medida su morfología primaria.

Las formas de relieve que aparecen en los mapas geomorfológicos (Anexo 1 y 2) se ordenaron de acuerdo con los criterios establecidos por Bashenina y Simonov (en Zamorano,1990), los cuales provienen de la Escuela Rusa de Geomorfología. En ambos casos, se clasificó el relieve en endógeno y exógeno; a continuación, se presenta la leyenda y su explicación.

3.1. Leyenda geomorfológica del cono de toba de Tecuitlapa (Anexo 1)

RELIEVE ENDÓGENO

1. Volcánico explosivo

1.1. Cono de toba

1.2. Labio de cráter

1.3. Laderas interiores

1.4. Fondo de cráter

1.5. Spatter

1.6. Bocas Freáticas

1.7. Conos de escoria

1.7.1. Laderas exteriores

1.7.2. Atrio

1.7.3. Fondo

2. Volcánico efusivo

2.1. Domo

2.2. Lavas

RELIEVE EXÓGENO

3. Erosivo fluvial

3.1. Surcos y canales

4. Acumulativo: fluvial

4.1. Rampas aluviales

4.2. Blanquizales: lacustres

3.1.1. Relieve endógeno

En este apartado se consideran las formas de relieve que tienen su origen al interior de la corteza terrestre (magmatismo, vulcanismo y tectonismo) estas formas son recientes, por tanto, su morfología original se mantiene o cambia poco. En la zona de estudio, predomina la actividad volcánica que tuvo desarrollo en el Holoceno.

1. Volcánico explosivo

Se trata de formas de relieve que se generan por explosiones asociadas a las diferencias de composición del magma (ácido-intermedio), o bien, por la interacción magma-agua (mantos freáticos, lagos o el mar). Condiciones que se vinculan con la descompresión violenta de gases y volátiles. El resultado de este mecanismo eruptivo está representado por morfologías que pueden ser negativas (maares) o positivas (Conos de toba) (Schmincke, 2004).

1.1 Cono de toba

Son edificios de morfología cóncava de gran amplitud, las laderas interiores (atrio) son abruptas y profundas, definen un fondo de cráter que se encuentra en el nivel de base preexistente o ligeramente por debajo de la superficie adyacente. Sus laderas exteriores forman un cono alrededor del cráter, que es más alto que amplio y su morfología es resultado de la acumulación de oleadas piroclásticas, vinculadas a explosiones freatomagmáticas.

Esta forma de relieve representa la estructura principal en la zona que se estudia, su área es de 0.57 km²; sus laderas no sobrepasan los 20° de inclinación; presenta una morfología semicircular casi continua que se interrumpe al NW por un cráter de explosión menor; la ladera más amplia alcanza los 300 m e integra la porción noreste, la más angosta se localiza al noroeste y es menor a 40 m (Fig. 36 y Anexo 1).

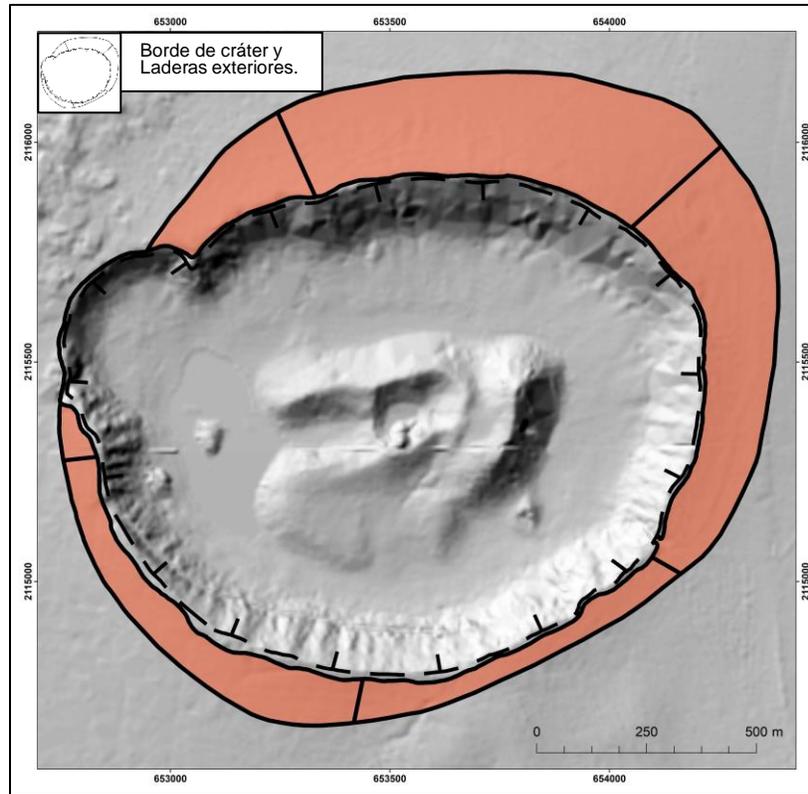


Figura 36. Cono de toba de Tecuitlapa.

1.2. Labio de cráter

Es el límite superior de la estructura, se considera un rasgo primario y exclusivo de volcanes muy recientes, la superficie es plana-convexa, se dispone a modo de frontera entre las laderas del cono de toba y el atrio. Tiene un área de 0.062 km², con una morfología semicircular que rodea casi la totalidad del perímetro del cráter, la ruptura se localiza al SE y es ocasionada por un salto de cabecera (Fig.37 y Anexo 1).

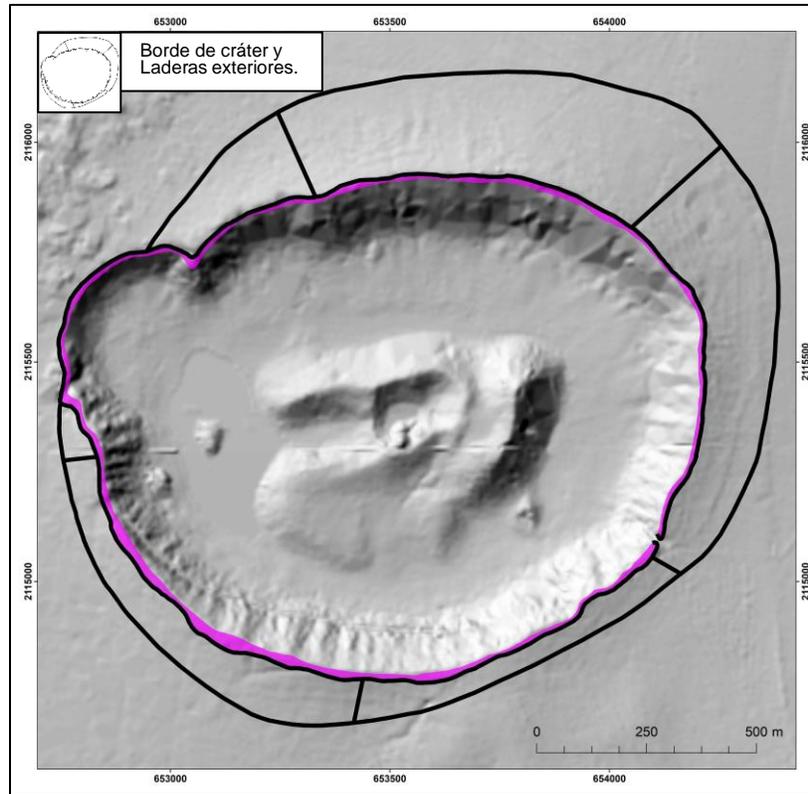


Figura 37. Labio de cráter del cono de toba Tecuitlapa.

1.3. Laderas interiores

Se trata de terrenos inclinados de geometría recta-cóncava, en conjunto definen una depresión a manera de embudo, con un área de 0.48 km², una inclinación que varía entre 20°- 45° y una altura máxima de 120 m sobre el nivel base inmediato. La Fig. 38, muestra las laderas interiores del cráter con distintas tonalidades. Cada uno de los sectores representa diferentes grados de concavidad y en planta, arcos de amplitud y dimensiones variables. La morfología mencionada, al vincularla con las ideas de Montanaro (2022), quien afirma que la actividad freática-freatomagmática ocurre en serie y en distintos focos emisores cercanos entre sí, sugiere que el cono de toba de Tecuitlapa fue formado a partir de seis explosiones (Fig. 39).

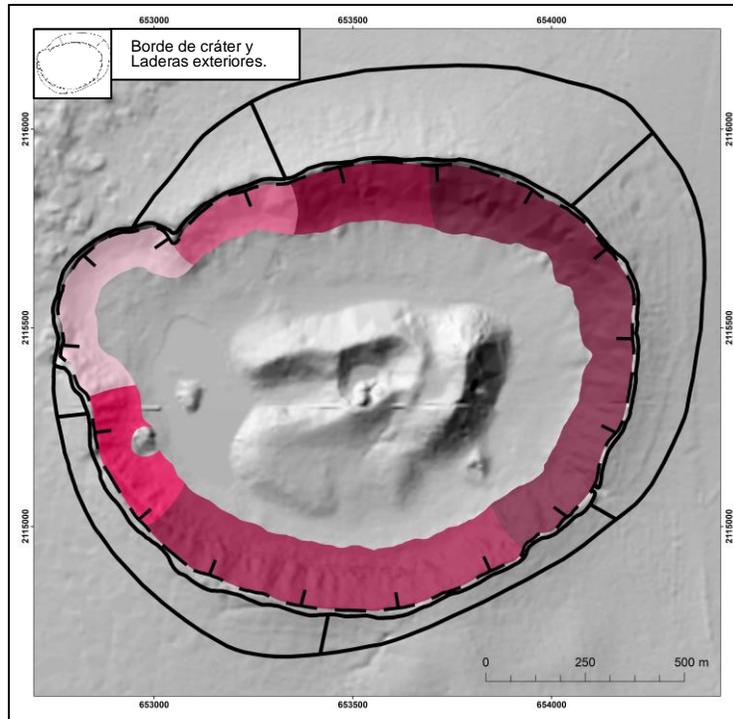


Figura 38. Laderas interiores del cono de toba Tecuítlapa, cada tonalidad se asocia con una explosión diferente de acuerdo con la propuesta de Montanaro (2022).

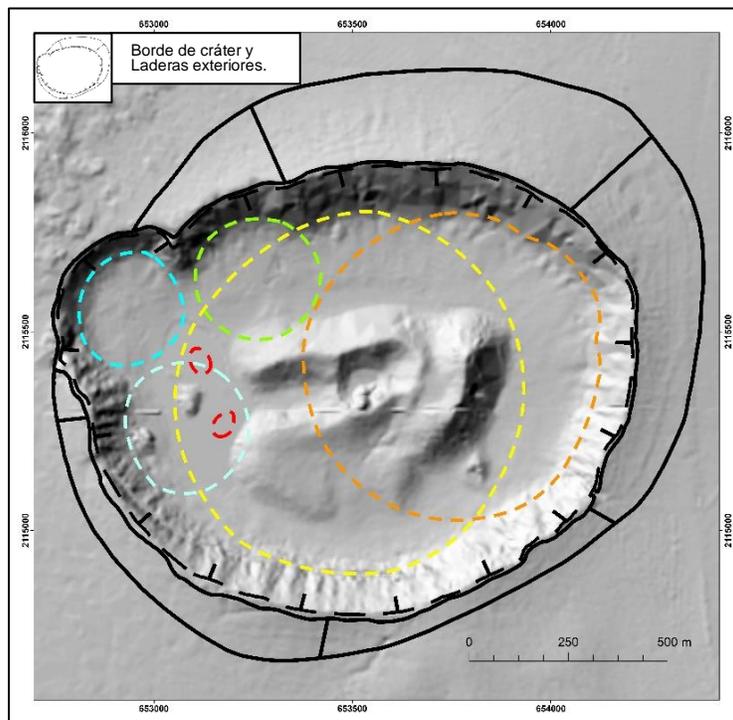


Figura 39. Reconstrucción de seis eventos explosivos interpretados de acuerdo con la propuesta de Montanaro (2022).

1.4. Fondo de cráter

Representa el terreno más deprimido del edificio (2 355 msnm), su morfología es subhorizontal, su área es de 0.11 km² y en planta es irregular como respuesta a la existencia de cuatro conos de escoria y un domo (Fig. 40 y Anexo 1). Su génesis es explosiva y los procesos actuales de erosión- deposición han favorecido la deposición de sedimentos aluviales, proluviales y lacustres, hay que mencionar que los cuerpos de agua tienen un carácter estacional (Fig. 41).

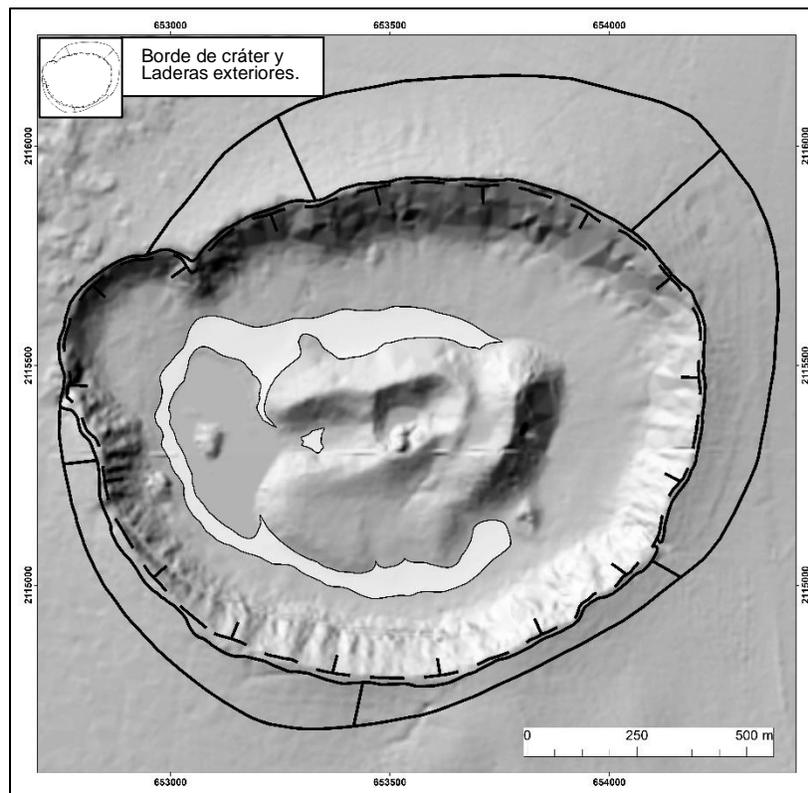


Figura 40. Fondo de cráter irregular del cono de toba Tecuitlapa, al centro se observa estructuras volcánicas que interrumpen su continuidad.



Figura 41. Fondo de cráter del cono de toba de Tecuitlapa, su morfología es subhorizontal y en él tienen desarrollo cuerpos de agua estacionales (octubre, 2022).

1.5. Spatter

Se trata de estructuras columnares de poca altura que se forman por el ascenso de gases recubiertos de lava incandescente. Una vez que alcanzan la superficie, explotan y forman un cono aglutinado, sus dimensiones no sobrepasan las decenas de metros, su morfología se asemeja a la de una *campana* o *hinchazón* (Lugo, 2011).

Se reconocieron seis *spatters* en el fondo de cráter, todos ellos concentrados en el sector W y SE. En suma, ocupan un área de 0.015 km² y su altura varía entre 1-12 m sobre el nivel de base local, cabe mencionar que representan los últimos eventos eruptivos de todo el conjunto (Fig. 42, 43 y Anexo 1).

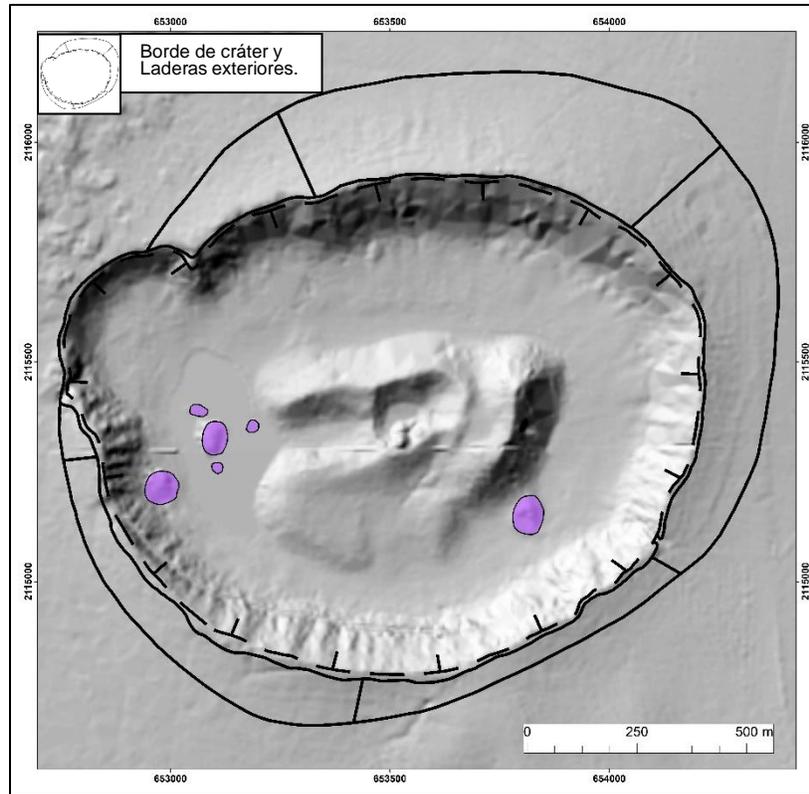


Figura 42. Spatters dentro del cono de toba Tecuitlapa.



Figura 43. Spatter en el SE del fondo de cráter de Tecuitlapa.

1.6. Bocas freáticas

Se trata de aberturas en el fondo del cráter que sirven como conductos para la emanación de lava y que no desarrollan un edificio, además, estas estructuras se asocian a zonas de debilidad cortical que se disponen sobre fallas o fracturas (García, 2016).

Se reconocieron dos formas al interior del cráter, ocupan un área de 0.006 km² y se localizan en el sector oeste (Fig. 44 y Anexo 1). Hay que mencionar que están cubiertas de manera parcial por sedimentos lacustres y están vinculadas con la actividad volcánica de tipo freático, en donde el magma tiene contacto con el agua, provoca una explosión y da como resultado la formación de un cráter.

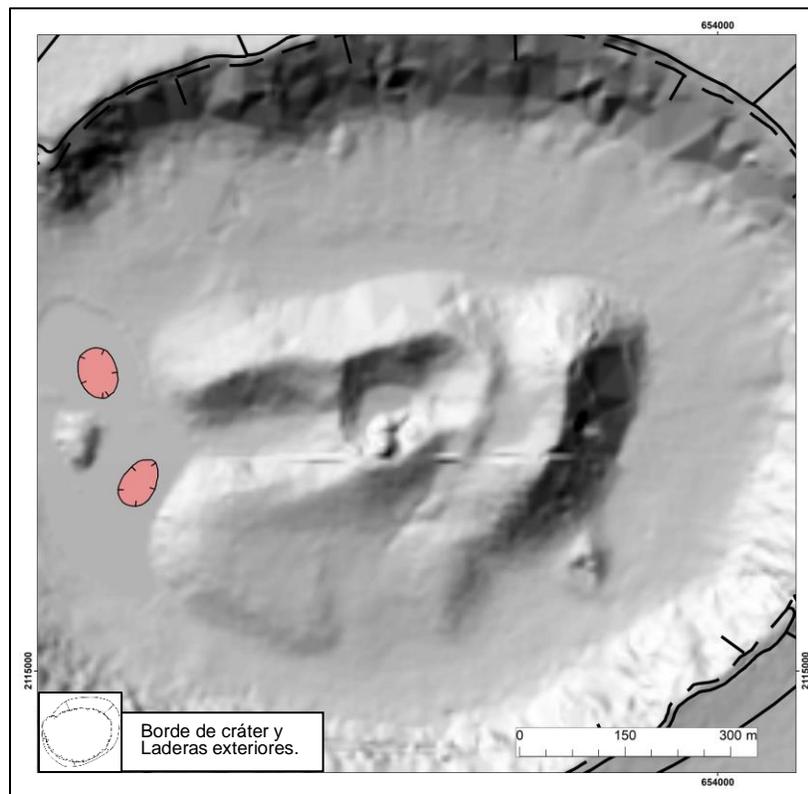


Figura 44. Bocas freáticas al interior del cráter de Tecuitlapa.

1.7. Conos de escoria

Es la forma de relieve volcánica más común del planeta, se trata de estructuras con forma de cono que muestran laderas regulares con pendientes de 35° de inclinación promedio, por lo general, presentan una altura < 300 m y un diámetro base que varía entre 300 m y 1.5 km (Alvarado, 2003).

Se reconocieron cuatro estructuras de este tipo, las cuales se emplazan en la porción central del cráter, ocupan un área de 0.14 km^2 y una altura máxima de 87 m sobre el nivel de base. Debido a que son estructuras de reciente formación, sus rasgos primarios se reconocen a continuación (Anexo 1 y Fig. 45).

1.7.1. Laderas exteriores

Son superficies convexas ligeramente inclinadas, con inclinaciones de entre 15° - 35° , su arreglo se dispone de manera lineal en el centro de la estructura (W-E), con una amplitud variable de 10 a 110 m. Representan los límites entre el fondo de cráter principal y el atrio de los conos de escoria (Fig. 45 y Anexo 1).

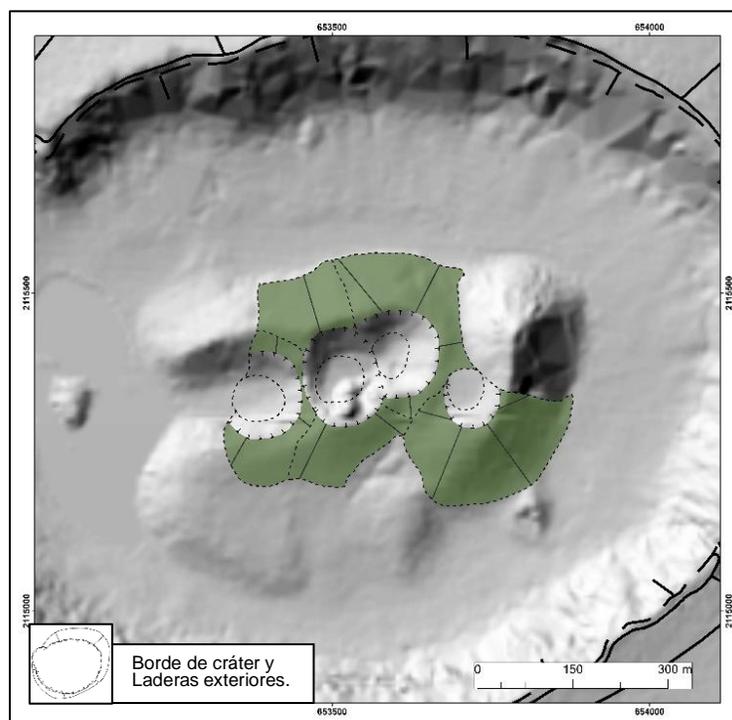


Figura 45. Laderas exteriores que integran los conos de escoria al interior del cono de toba Tecuitlapa.

1.7.2. Atrio

Se trata de superficies rectas-ligeramente cóncavas, que convergen hacia el fondo del cráter y definen las laderas interiores de éste. Tienen una inclinación similar a las laderas exteriores (15° - 45°), presentan formas semicónicas (en los extremos) y cónicas (en el centro). Esta forma de relieve hace evidente que la estructura es reciente (Fig.46 y Anexo 1).

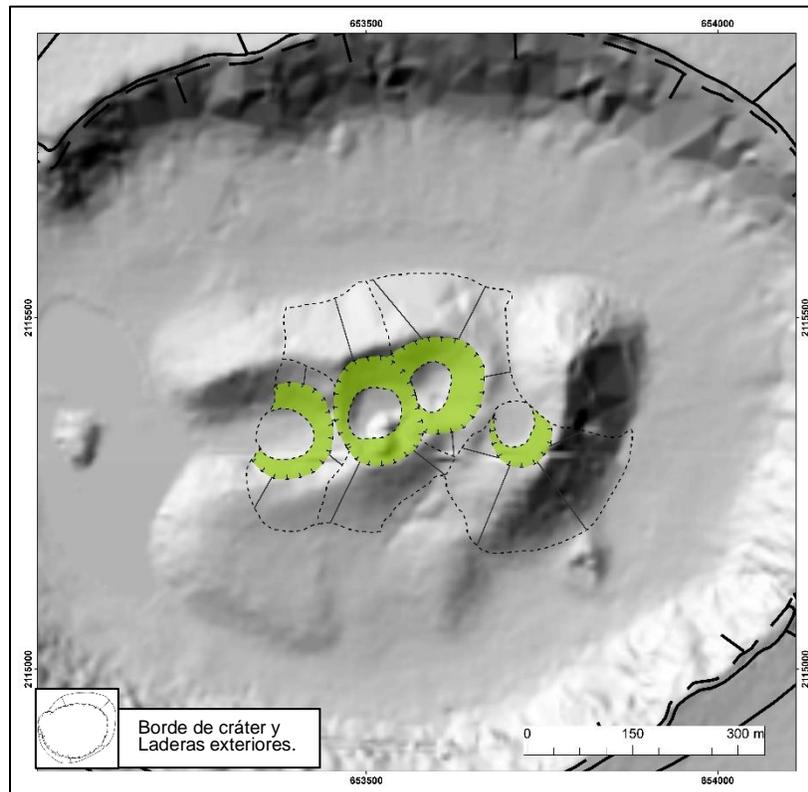


Figura 46. Atrios al interior de los conos de escoria.

1.7.3. Fondo

Representa la superficie más deprimida al interior del atrio de los conos de escoria, son terrenos subhorizontales y en planta, se presentan semicirculares. Su límite más distal está representado por las laderas del atrio del cráter. En conjunto esta forma de relieve se orienta W-E y en este orden la altitud es la siguiente: 2 360, 2 370, 2 377 y 2 410 msnm (Fig. 47 y Anexo 1).

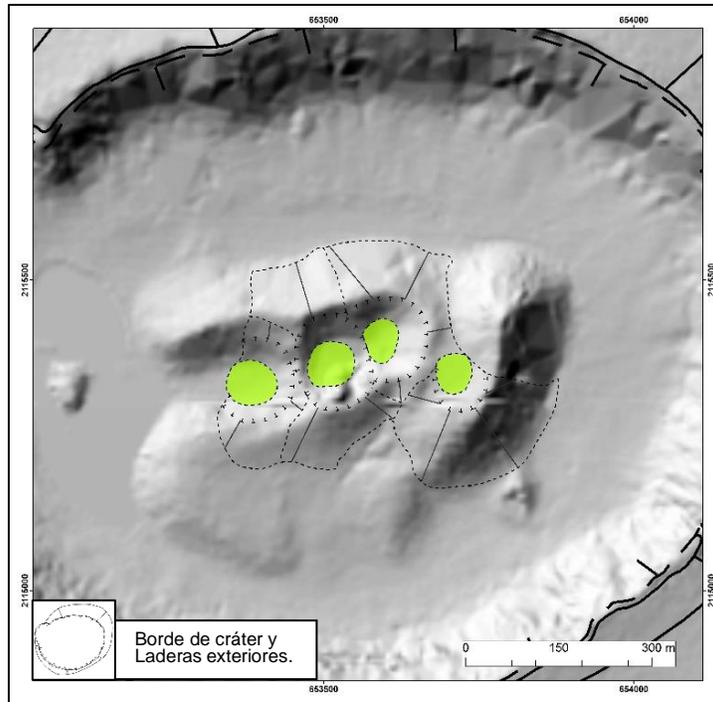


Figura 47. Fondos de cráter de los conos de escoria de Tecuítlapa

2. Volcánico efusivo

Se refiere a la extrusión de magma no explosiva en la superficie, esto incluye flujos de lava y domos.

2.1. Domo

Son estructuras que se originan por la extrusión, acumulación y sobreposición de magmas de baja temperatura (800°C), de composición viscosa, flujos cortos y de gran espesor (Schmicke, 2004), que pueden emplazarse en los bordes de cráter, laderas o incluso en coladas de lava antiguas. Debido a su composición fisicoquímica, su geometría y dimensiones pueden variar, pero por lo general su morfología es cóncava (cúpula).

En la zona de estudio se pudo reconocer la formación de un domo en las laderas exteriores del cono de escoria más oriental, abarca un área de 0.04 km^2 y funge como parte de la frontera entre las rampas aluviales y los conos de escoria (Fig.48 y Anexo 1).

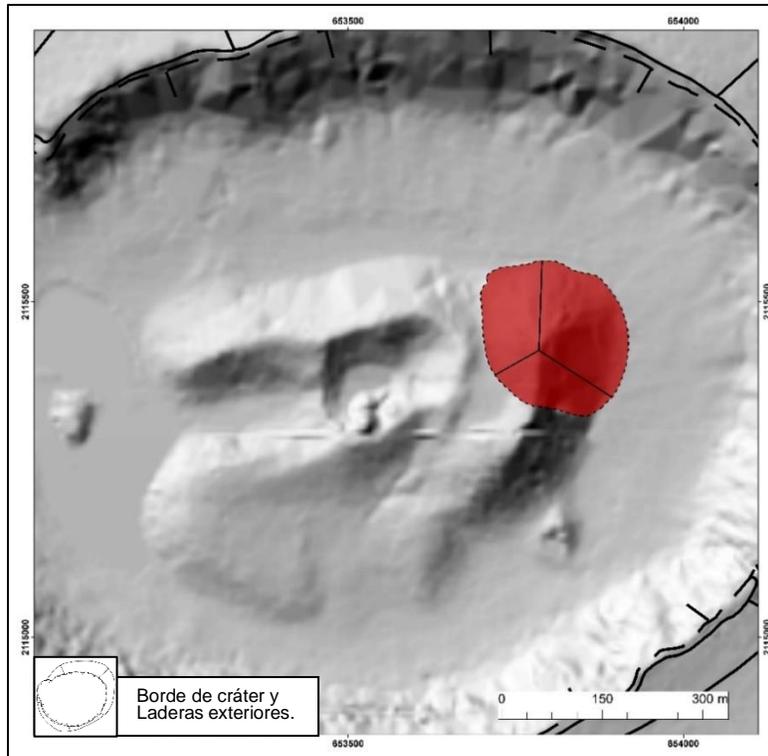


Figura 48: Domo en el fondo del cono de toba Tecuítlapa.

2.2. Lavas

Están asociadas a los focos eruptivos de los conos de escoria. La composición fisicoquímica del magma va a determinar su morfología, mientras que su espesor será definido por la cantidad de material emitido, cabe mencionar que la dirección de los flujos de lava va a seguir la pendiente regional y durante su recorrido adoptan morfologías de lóbulo.

En la zona de estudio se identificaron tres coladas de lava, denominadas: noroeste; suroeste y sur. La primera tiene una longitud máxima de 160 m, una altura de 20 m sobre nivel local y parte de ella provoca la interrupción parcial del fondo de cráter; la segunda, es la de menor extensión (150 m) y la de mayor altura respecto al nivel del fondo (26 m), la tercera es la más larga (210 m) y su principal diferencia respecto a las anteriores es su forma, ya que en este caso adopta una morfología de lóbulo, mientras que las otras de lengua, además, estas estructuras han sido parcialmente sepultadas por sedimentación de cuerpos lacustres (Fig. 49 y Anexo 1).

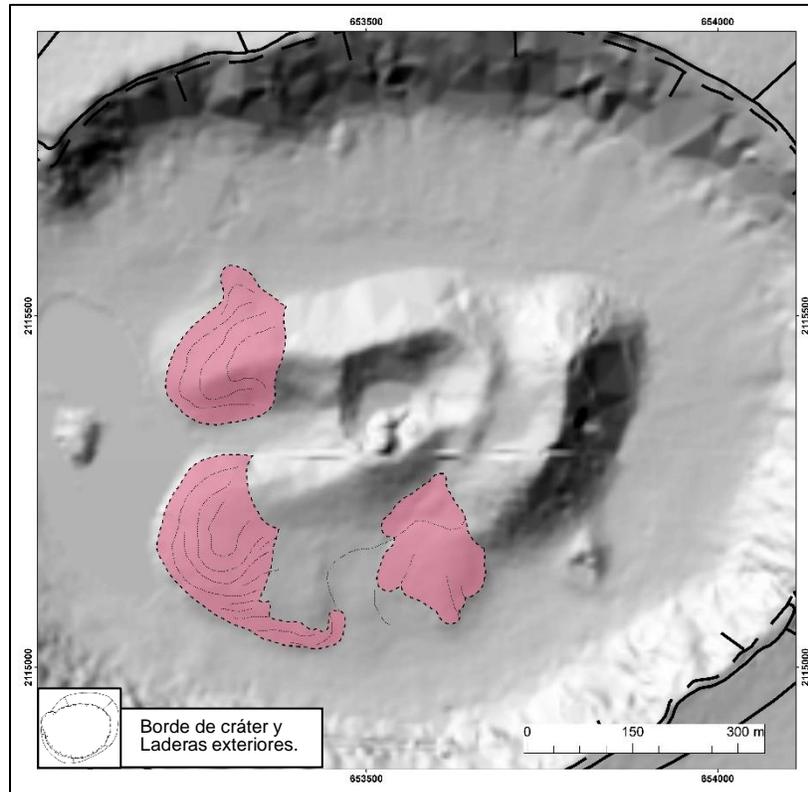


Figura 49. Lavas asociadas a los conos de escoria al interior de Tecuitlapa.

3.1.2. Relieve exógeno

Este apartado tiene por objetivo interpretar las formas de relieve asociados a los procesos exógenos y acumulativos, la permeabilidad, inclinación del terreno, altitud, así como las condiciones climáticas del pasado y actuales van a condicionar su génesis y evolución.

3. Erosivo fluvial

Esta clasificación abarca las formas erosivas que son el resultado de la incisión de los ríos sobre la superficie, en este proceso de erosión en la vertical-horizontal, la litología, permeabilidad van a condicionar la competencia y susceptibilidad de remoción de material.

3.1. Surcos y canales

Son estructuras de hendidura prolongada, generalmente de varios metros de longitud, pero su anchura y profundidad se mide en centímetros. Su origen se asocia con el agua de escurrimiento superficial (Lugo, 2011). Bajo este criterio, los canales son una forma de relieve sucesiva a los surcos, su anchura, profundidad, tirante de agua y morfología varían de manera continua, como referencia mínima para identificar este relieve se toma en cuenta la distancia que existe desde la planta del pie a la rodilla y como máxima a la cintura de una persona (Zamorano, 2016).

Debido a las condiciones litológicas, de inclinación y geometría, en la zona de estudio estas formas de relieve en conjunto forman un patrón de drenaje denominado radial centrípeto, sus corrientes se distribuyen hacia un punto central y este se caracteriza por desarrollarse en una depresión topográfica cerrada como el cráter del Tecuitlapa (Fig. 50 y Anexo 1).

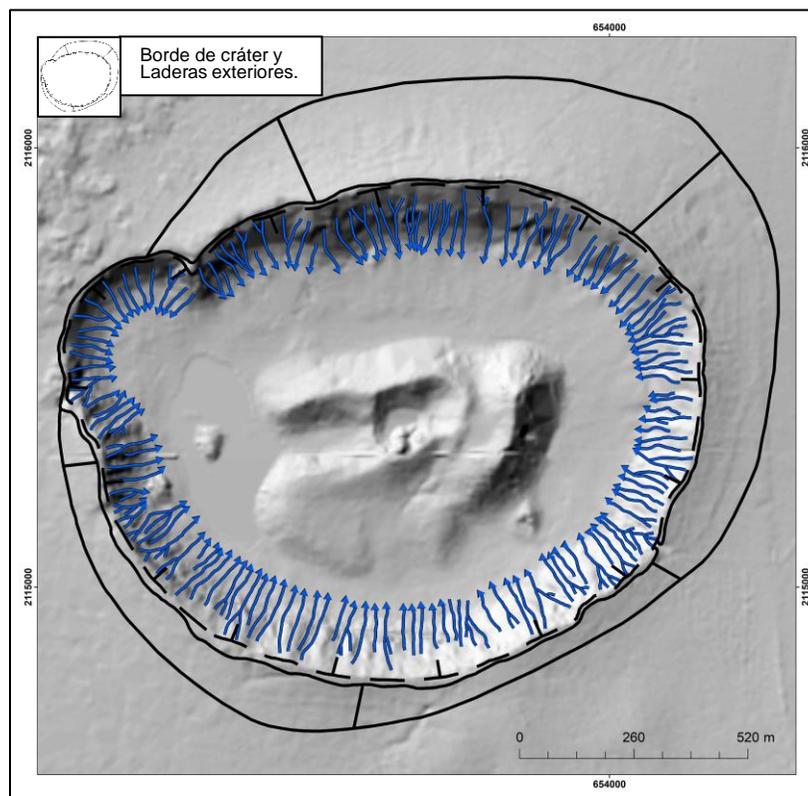


Figura 50. Distribución de los surcos y canales en el cono de toba Tecuitlapa.

4. Acumulativo: fluvial

Se trata de relieves asociados a la acumulación fluvial, como respuesta al decremento en la inclinación del terreno. Este hecho provoca que los escurrimientos depositen hacia el frente su carga, colmatando los terrenos proximales.

4.1. Rampas aluviales

Se asocian a los cauces que existen en el atrio y que acarrean detritos provenientes de este sector para ser depositados en los terrenos perimetrales del fondo del cráter. La morfología que adoptan es semejante a la del piedemonte, en este caso con una menor dimensión. Este relieve abarca un total de 0.30 km², la inclinación del terreno no rebasa los 10° y en planta adoptan una forma semicircular (Fig. 51 y Anexo 1).

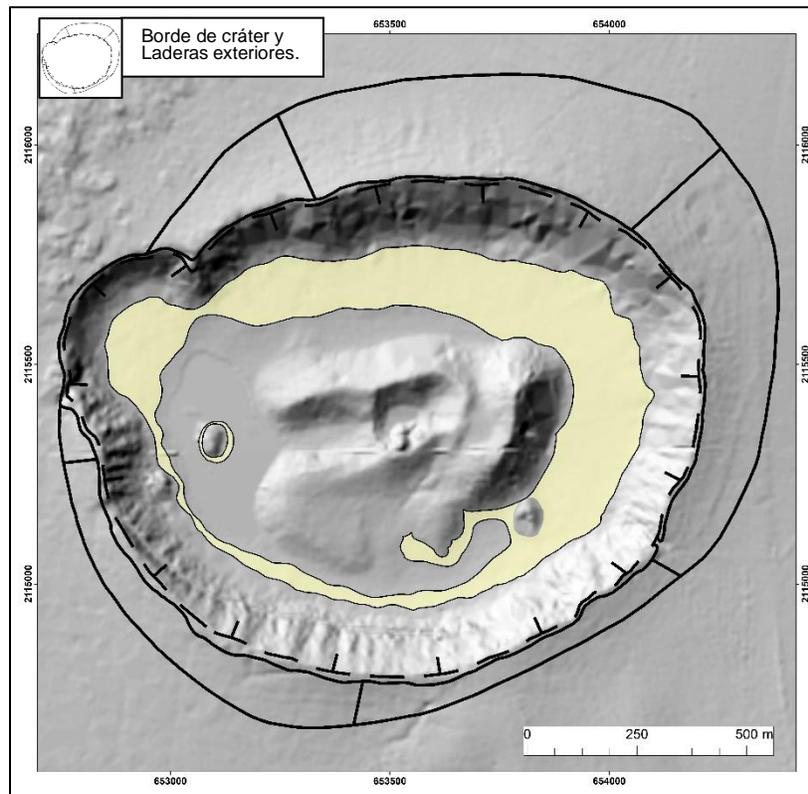


Figura 51. Rampas aluviales del cono de toba de Tecuítlapa.

4.2. Blanquizales lacustres

Se trata de terrenos subhorizontales con acumulaciones de sales resultado de la evaporación de cuerpos de agua someros. Este relieve se desarrolla cuando los minerales que se encuentran disueltos en agua se acumulan y cambian su estado a medida que el agua se desplaza al interior del suelo o a la atmosfera. Las sales, se depositan en superficie cuando el agua desaparece y se acumula de forma gradual hasta formar montículos de tonalidades blancas a grises (Omuto, 2021) (Fig. 52).

En la zona de estudio abarcan un área total de 0.083 km², se pudieron reconocer dos sectores de evaporación, una al poniente y ocupa el sector más deprimido del cráter principal, su forma en planta es lobular y esta interrumpida por un *spatter*. La segunda, se localiza en el centro-sur, hace contacto con flujos de lava y su morfología es simétrica (rectangular) como resultado de la intervención antrópica (Fig. 53 y Anexo 1).



Figura 52. Blanquizal poniente, los montículos a las orillas son las sales depositadas por los cuerpos de agua temporales (octubre, 2022).

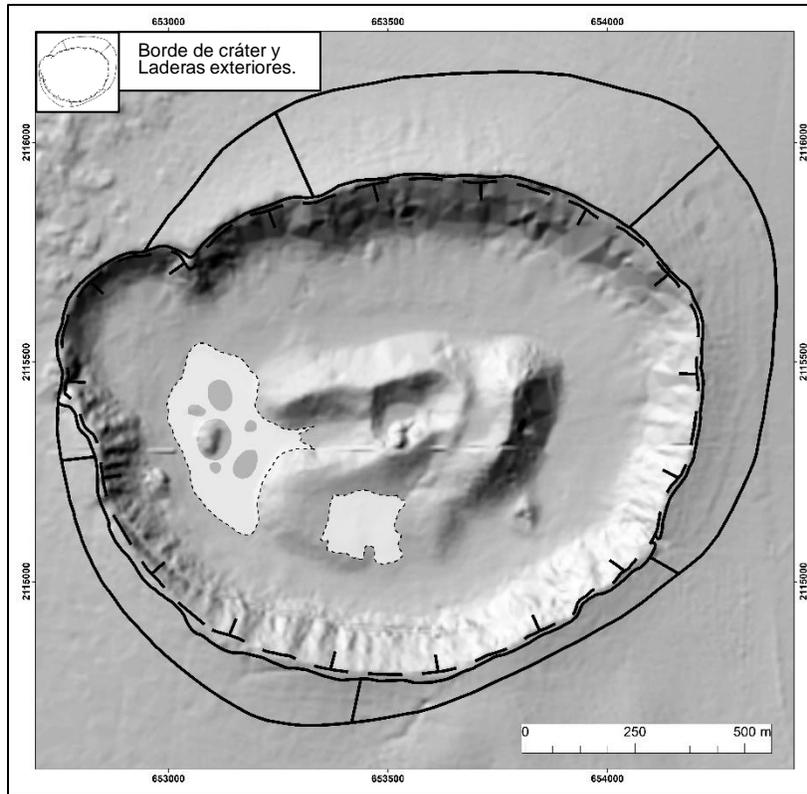
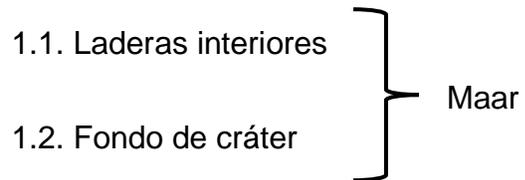


Figura 53. Blanquizales lacustres del cono de toba de Tecuitlapa.

3.2. Leyenda geomorfológica del maar de Aljojuca (Anexo 2)

RELIEVE ENDÓGENO

1. Volcánico explosivo



1.3. Conos de escoria

1.3.1. Laderas exteriores

1.3.2. Labio de cráter

1.3.3. Atrio

1.7.3. Fondo

2. Volcánico efusivo

2.1. Domo

2.2. Lavas asociadas a:

2.2.1. Domo Tezmontón

2.2.2. Tres Marías:

a) Poniente

b) Centro

c) Oriente

RELIEVE EXÓGENO

3. Erosivo fluvial

3.1. Surcos y canales

4. Acumulativo: fluvial

4.1. Rampas aluviales

4.2. Abanicos: Aluviales

3.2.1. Relieve endógeno

En este apartado se analizan de forma directa las formas de relieve involucradas en el maar de Aljojuca. Los conceptos que hacen alusión a los encabezados ya han sido explicados en el apartado anterior, por lo cual solo serán desarrollados los que no se han incluido.

1. Volcánico explosivo

1.1. Laderas interiores

Se trata de vertientes que definen un embudo semicircular, las laderas involucradas presentan fuerte inclinación ($> 40^\circ$), y una geometría cóncava-recta que alcanza los 130 de profundidad. La Fig. 54 muestra dos depresiones con la morfología descrita, esta forma de relieve se ha dividido en dos tonalidades con el fin de hacer evidente las explosiones que les dieron origen, el área en conjunto suma 0.49 km^2 .

El atrio oriental es el de menor tamaño, su aspecto en planta es el de dos semicírculos que en conjunto definen una depresión triangular, sus laderas tienen una inclinación menor respecto a las del sector oeste (30° promedio) y una altura máxima de 150 m sobre la base (Fig. 54).

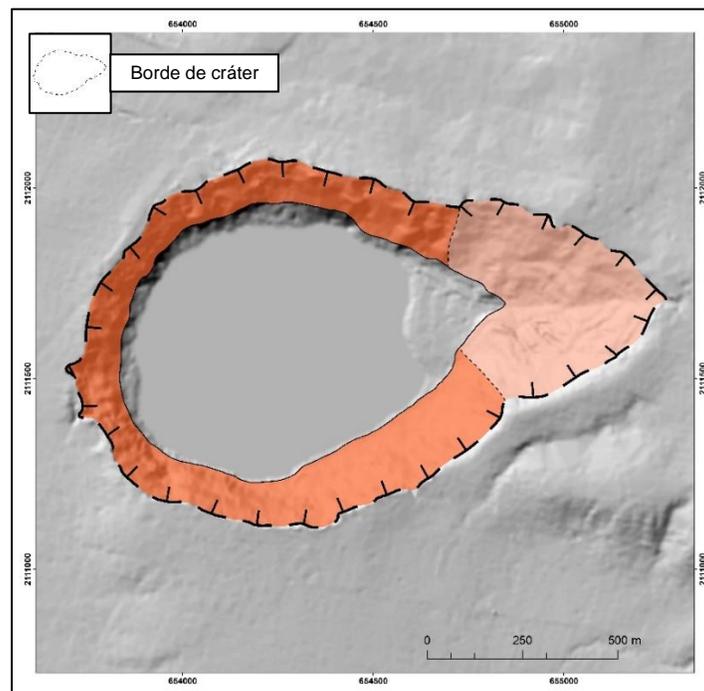


Figura 54. Laderas interiores del maar de Aljojuca.

1.2. Fondo de cráter

Representa el sector más bajo de la estructura principal (2 356 msnm), está ocupado por un cuerpo de agua permanente, en donde el eje mayor alcanza los 700 m y el menor, los 650 m, lo que hace que el lago sea circular (0.39 km²) (Fig. 55).

En cuanto a la depresión más oriental, hay que decir el fondo de cráter que estaría asociado a ella, no existe. Posiblemente fue desmantelado por la intensa erosión fluvial que se reconoce a partir de densos drenajes con un patrón dendrítico-centrípeto (Anexo 2). Existe la posibilidad de que una parte de él esté cubierto por un abanico proluvial desarrollado a partir del acarreo de los ríos provenientes de las laderas (Fig. 55).

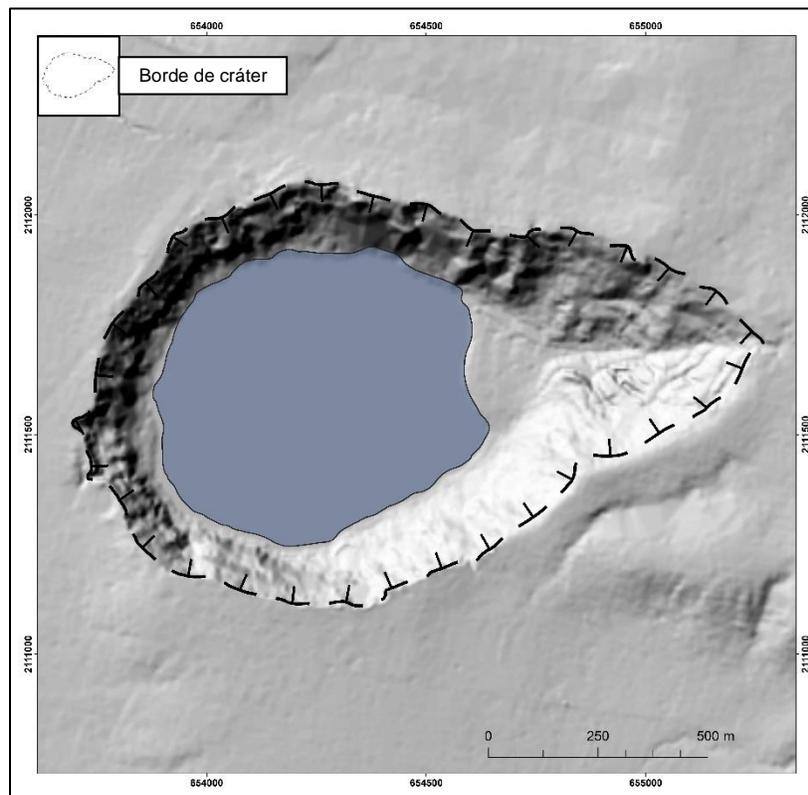


Figura 55. Fondo de cráter del maar de Aljojuca.

1.3. Conos de escoria

Existen tres de estas estructuras que se conocen con el nombre de Las Tres Marías, se encuentran fuera del cráter en dirección este, su arreglo responde a la existencia de estructuras de debilidad con este rumbo. El cono más alto es el central, con una altitud de 2 685 msnm, el área de los tres focos de emisión suma 0.83 km².

La morfología que se observa en las Tres Marías permite asociarlos con una edad reciente, esto se sustenta en la poca densidad de cauces profundos en las laderas exteriores del cono, presentan un atrio, un fondo de cráter bien definido y labio de cráter.

1.3.1. Laderas exteriores

En conjunto definen conos truncados con una base semicircular amplia, las laderas en particular adoptan geometrías convexas y ligeramente inclinadas (20°-30°), que alcanzan hasta 300 m. Hay que mencionar que los drenajes son poco densos y tienen un arreglo radial centrífugo, estas formas erosivas son poco profundas por lo que avalan la juventud de los conos (Fig. 56 y Anexo 2).

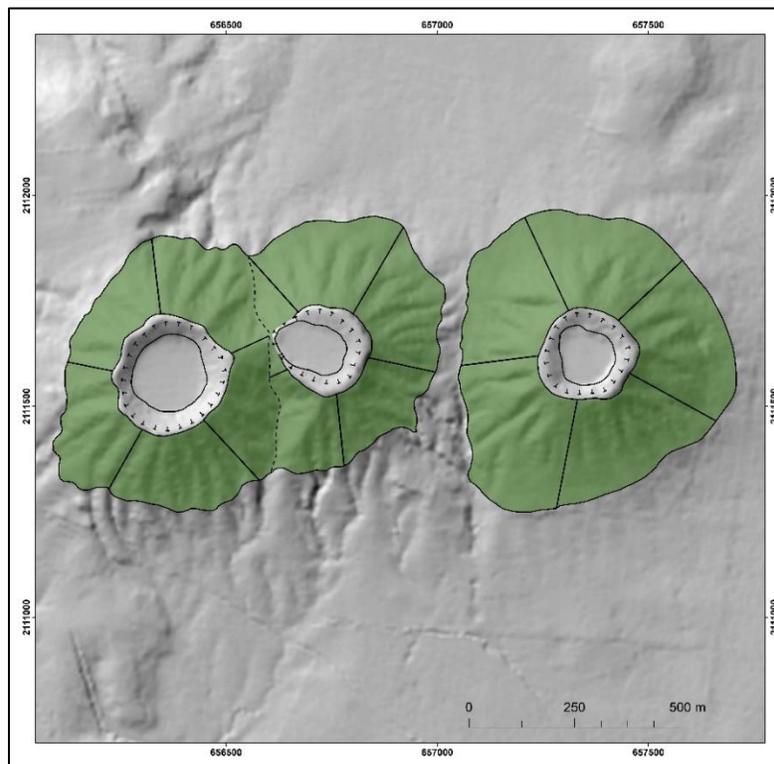


Figura 56. Laderas exteriores del conjunto Las Tres Marías, al este del cráter de Aljojuca.

1.3.2. Labio de cráter

Se entiende como un terreno de transición entre las laderas exteriores y el atrio del cráter, su existencia se asocia con la juventud de las estructuras volcánicas donde aparece. Su amplitud promedio, en la cima de las tres Marías, es de 3-6 m. En planta son circulares y en *medialuna* (cono central) (Fig. 57 y Anexo 2).

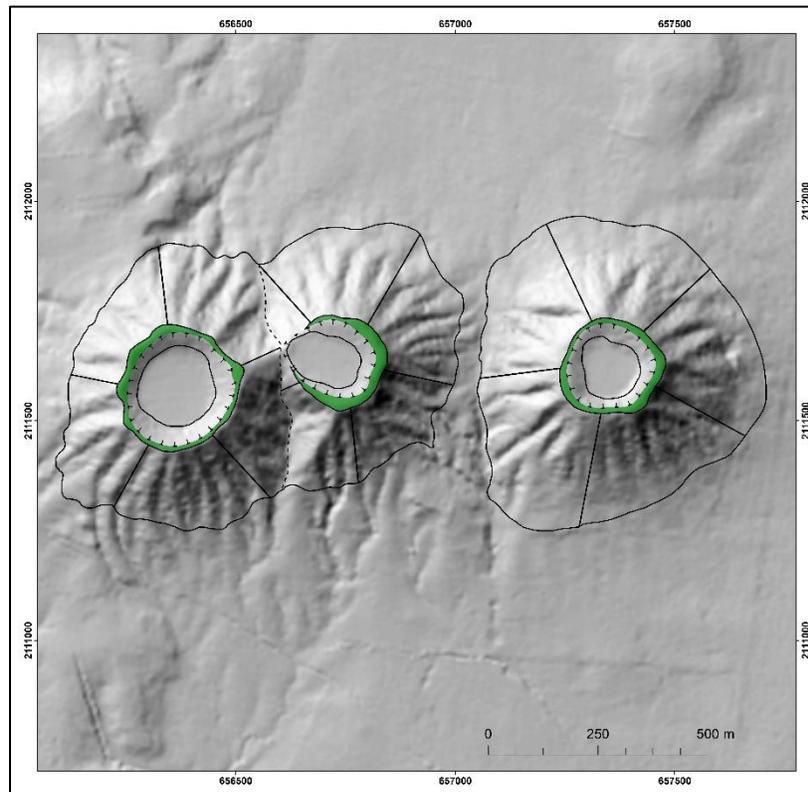


Figura 57. Labios de cráter de los conos de escoria Las Tres Marías.

1.3.3. Atrio

Son superficies rectas-ligeramente cóncavas que convergen hacia el fondo del cono de escoria, definen las laderas interiores del cráter, presentan una inclinación de 15°-20°, su morfología es de *embudo* y en planta, semicircular. De los tres atrios, el central tiene una configuración de *medialuna* (Fig.58).

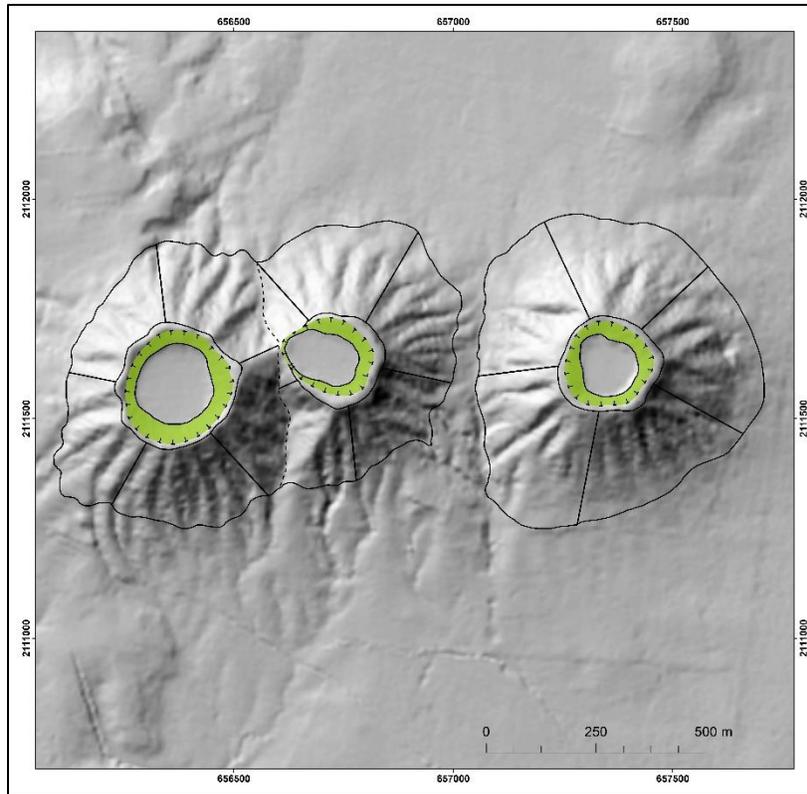


Figura 58. Atrios de los conos de escoria Las Tres Marías.

1.3.4. Fondo

Superficies subhorizontales de configuración semicircular, representa el lugar donde se expulsó lava pulverizada por explosiones de magnitud variable (detritos volcánicos), que rellenaron y suavizaron la parte más deprimida del cráter. La altitud de este tipo de relieve varía entre 2 635-2 660 msnm (Fig. 59).

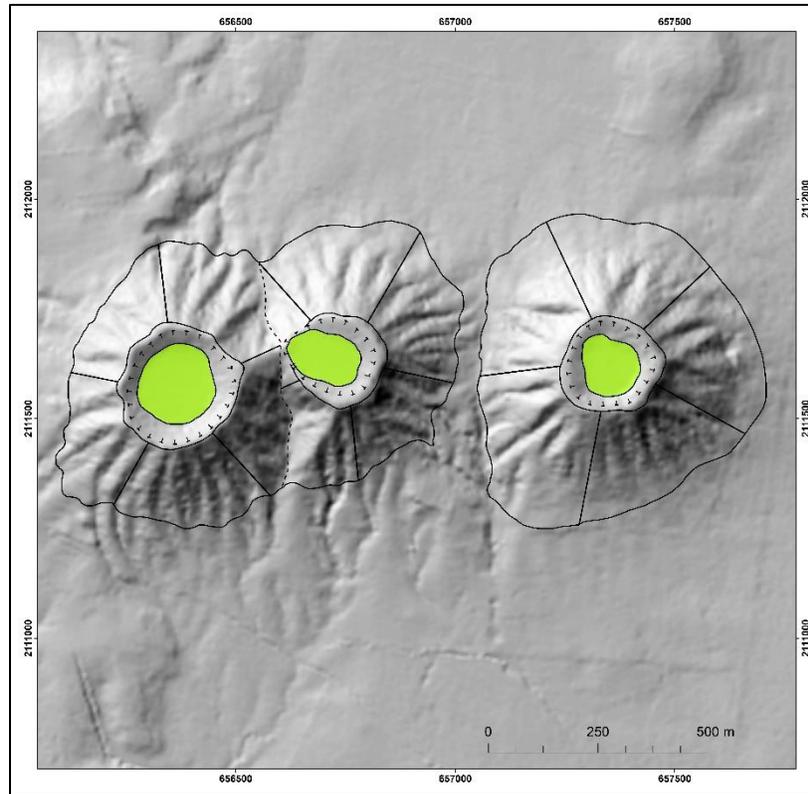


Figura 59. Fondos de cráter de los conos de escoria Las Tres Marías.

2. Volcánico efusivo

2.1. Domo

Lleva el nombre de Tezmontón, se localiza entre el maar de Aljojuca y Las Tres Marías y se disponen de E-W (Fig. 60). La estructura presenta una morfología de cúpula de geometría convexa simétrica, sepultada parcialmente (en su base) por flujos de lava, provenientes del cono de escoria poniente del conjunto Las Tres Marías. Las pendientes del domo presentan 35° de inclinación y la altitud es de 2 565 msnm (Fig. 61).

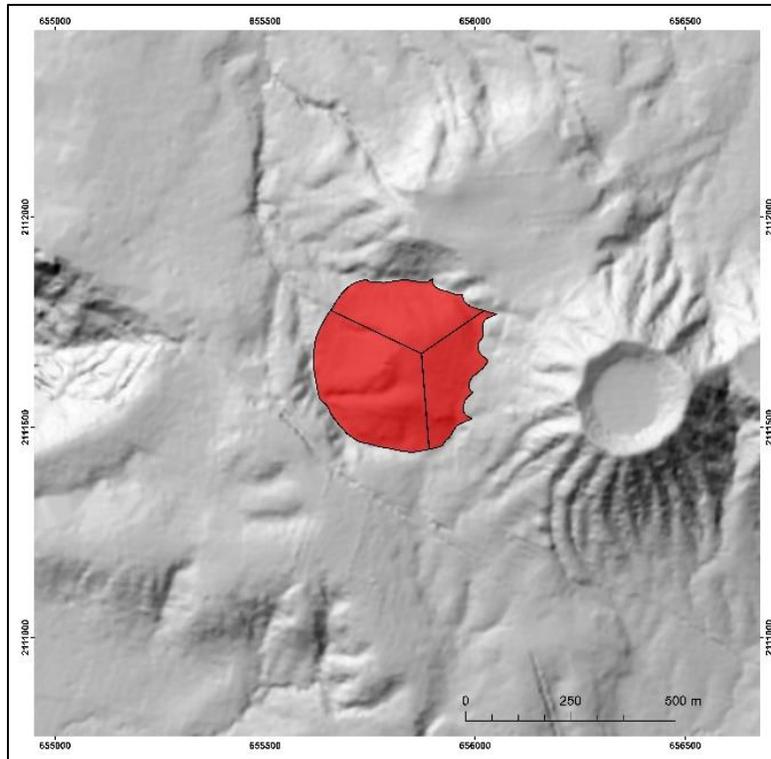


Figura 60. Domo Tezmontón localizado al poniente del cono de escoria del conjunto Las Tres Marías.



Figura 61. Domo Tezmontón, se observa la morfología típica de cúpula (octubre, 2022)

2.2. Lavas asociadas a:

En esta investigación, los flujos de lava se clasificaron de acuerdo con sus focos de emisión y se explican de la manera siguiente: Domo Tezmontón y Las tres Marías; Poniente, Centro y Oriente.

2.2.1. Domo Tezmontón

Las coladas de lava asociadas a esta estructura se disponen hacia el poniente y son próximas al cráter de explosión más pequeño que conforma el conjunto Aljojuca. Estos flujos no presentan estructuras primarias (crestas de compresión), debido a que están cubiertas por potentes depósitos de piroclastos que han suavizado su morfología irregular. La longitud máxima de estos flujos es de 1250 m, ocupan un área de 1.18 km², su rango de inclinación varía entre 5°-10° y la altitud promedio es de 2 522 msnm (Fig. 62 y Anexo 2).

El significado geomorfológico de los flujos del domo Tezmontón, fue funcionar como una capa impermeable que en algún momento selló la superficie donde más tarde ocurrió la explosión que formó los cráteres de Aljojuca (Fig. 63).

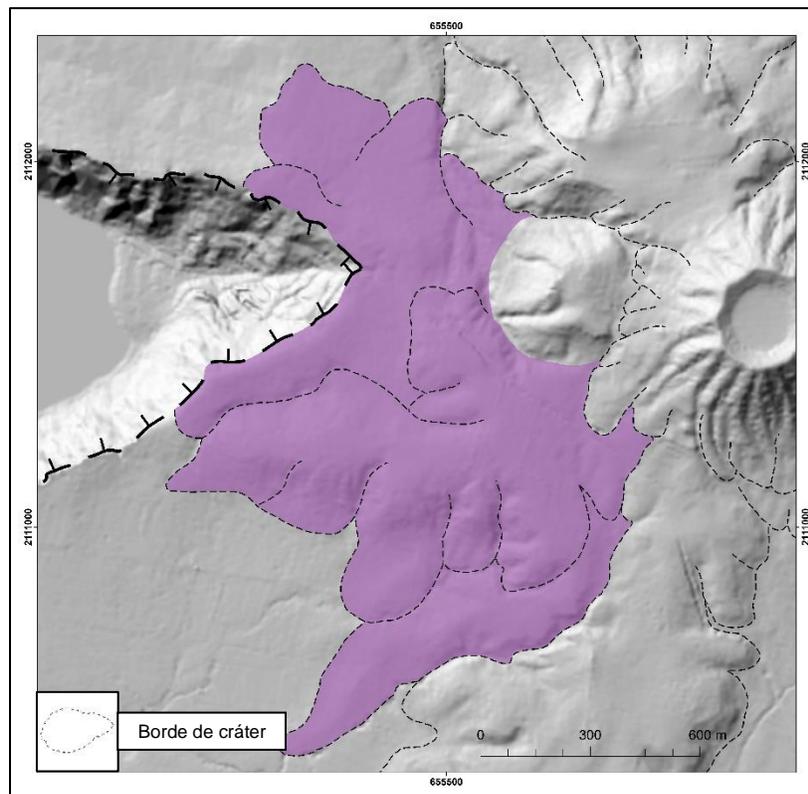


Figura 62. Lavas asociadas al domo Tezmontón.



Figura 63. Lavas provenientes del domo Tezmontón (amarillo), ocupan la porción superior de las laderas interiores del cráter principal de Aljojuca (octubre, 2022). En una etapa temprana, los flujos sellaron el terreno donde más tarde se formaría el cráter de explosión del maar de Aljojuca.

2.2.2. Las tres Marías:

a) Poniente

Los flujos de lava asociados se disponen en dirección N-S, los primeros son los más amplios y al mismo tiempo los más cortos, en esto tiene que ver la composición química de las lavas, en este caso se trata de intermedias. A diferencia de las del sur, al ser más básicas tuvieron un desarrollo en longitud más evidente que las anteriores (Fig. 66).

Los flujos del norte alcanzan una longitud de 900 m, el área que ocupan es de 0.89 km², la altitud promedio es de 2545 msnm y se inclinan 25°, dato promedio, con respecto a los del sur, la longitud es mayor (1 400 m), suman un área de 0.77 km² y su inclinación promedio es de 10 °.

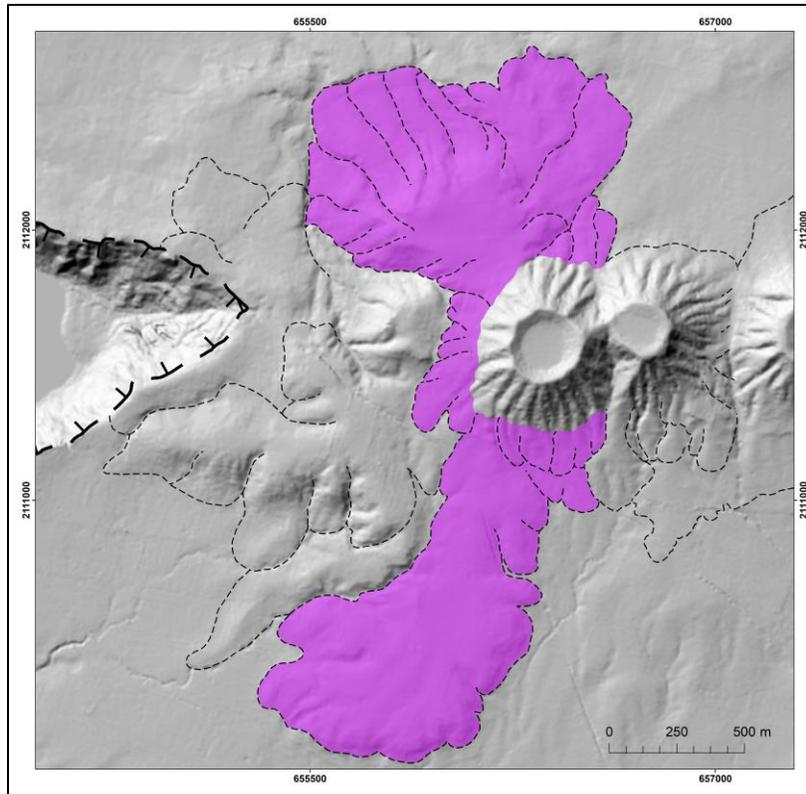


Figura 66. Coladas de lava asociadas a Las tres Marías Poniente.

b) Centro

Representa los flujos más cortos y recientes, esta afirmación se hace por la disposición de las coladas. El sector oriental presenta una rectitud que hace pensar que el volcán más oriental ya existía cuando esta corriente fue eyectada, este obstáculo hace que el flujo se mueva al sur en donde había un mayor espacio, en el anexo 2 se observa que estos flujos de lava se superponen a los más orientales y su posición en altura atestiguan la juventud de la estructura (Fig. 65).

La longitud del flujo es de 350 m, su área es de 0.19 km², su inclinación promedio es de 10° y la altitud varía entre los 2 530- 2590 msnm.

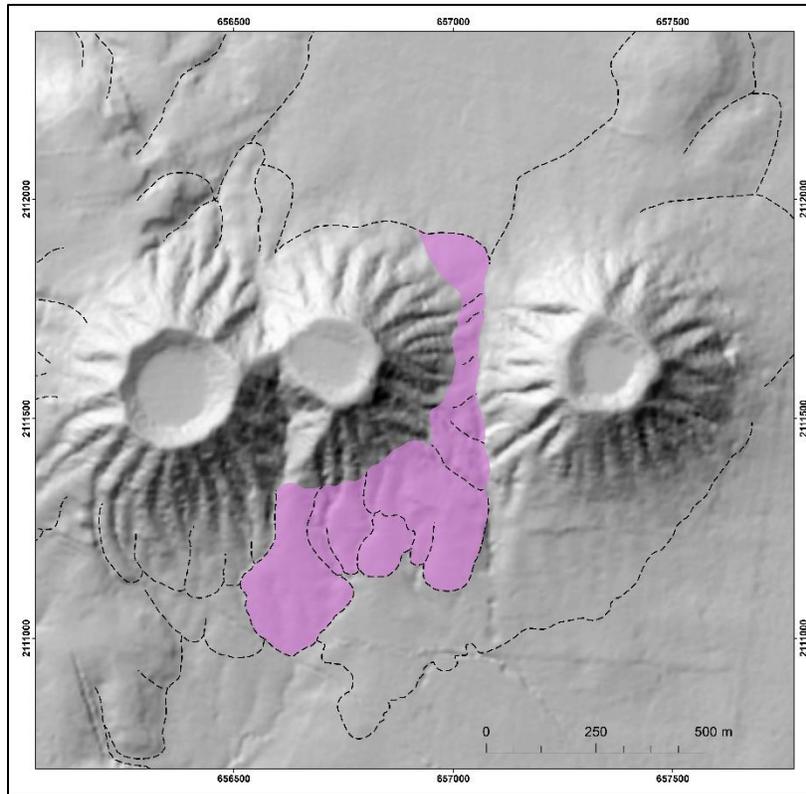


Figura 65. Flujos de lava asociados al cono de escoria Las tres Marías Centro.

c) Oriente

Al igual que las coladas de lava anteriores la morfología típica de las lavas está suavizada por potentes capas de piroclastos, estos depósitos dificultan incluso su delimitación. De acuerdo con el mapa geomorfológico (Anexo 2), los flujos en cuestión son emitidos por el foco de emisión poniente, esta afirmación se fundamenta por la posición de las lavas asociadas a Las Tres Marías Central, que se sobreponen e interrumpen su continuidad de las corrientes del cono occidental y oriental.

Se reconocen dos flujos asociados al foco de emisión oriental, los del norte tienen una longitud de 750 m, una superficie ligeramente inclinada (5° - 10°). Con respecto a las del sur su extensión es menor (350m), pero tienen una mayor inclinación (15° - 20°). En ambos casos la altitud es de 2 541 msnm.

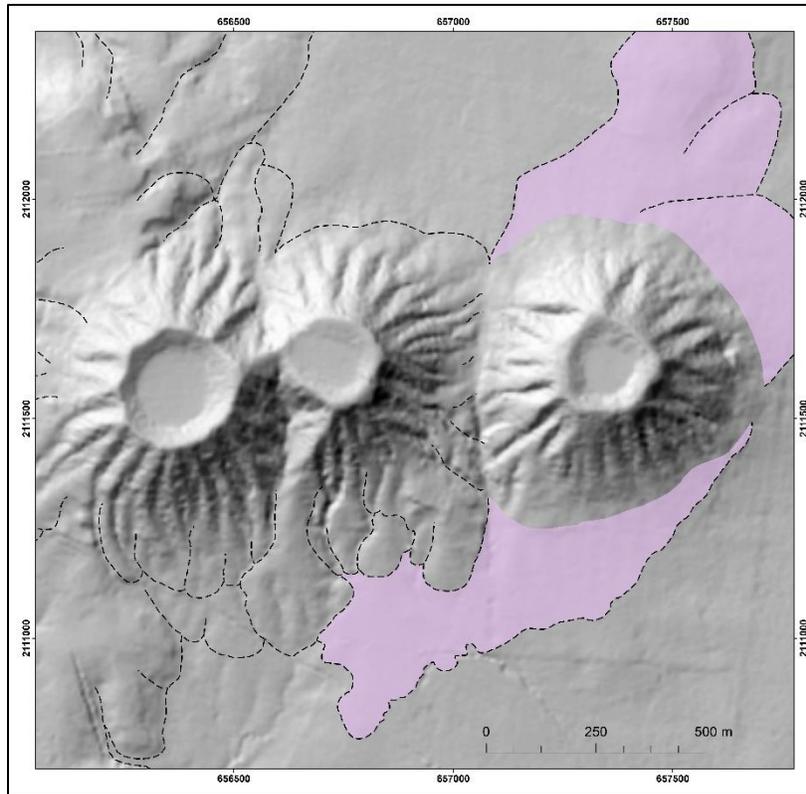


Figura 64. Lavas asociadas al cono de escoria Las tres Marías Oriente.

3.2.2. Relieve exógeno

3. Erosivo fluvial

3.1. Surcos y canales

Las formas de erosión de este tipo están condicionadas por la resistencia de los materiales, la inclinación y la geometría de las laderas. El significado geomorfológico que tienen los surcos y canales en el territorio que se estudia, hacen evidente la edad reciente de los relieves en donde se sobreponen.

Para el caso de Aljojuca se reconoce un patrón de drenaje radial centrípeto, en este caso, los surcos y los canales que atraviesan el atrio principal se disponen sobre coladas de lava y flujos piroclásticos muy compactos, lo que condiciona la escasa profundidad de los cauces (Fig. 67).



Figura 67. Surcos y canales en el sector oeste del atrio del cráter de Aljojuca, se observan diferentes horizontes litológicos que fungirán como uno de los factores para su formación (octubre, 2022).

El cráter oriental del conjunto Aljojuca presenta un arreglo fluvial dendrítico, que pone de manifiesto la existencia de detritos volcánicos poco compactados. Características que hacen de este sector un territorio de erosión fluvial intenso, que favorece el desarrollo de un cono proluvial entre los dos cráteres de explosión (Fig. 68 y Anexo 2).

Con respecto al drenaje que modela Las Tres Marías su diseño es radial centrifugo, hace evidente el control que tiene la estructura (cono truncado), en la disposición de los surcos y canales. La escasa densidad de los cauces hace suponer que los drenajes no han tenido el tiempo suficiente para integrarse, en este marco, hay que tomar en cuenta la permeabilidad del terreno volcánico, que favorece la filtración de la escorrentía y ralentiza los procesos de erosión (Fig. 68 y Anexo 2).

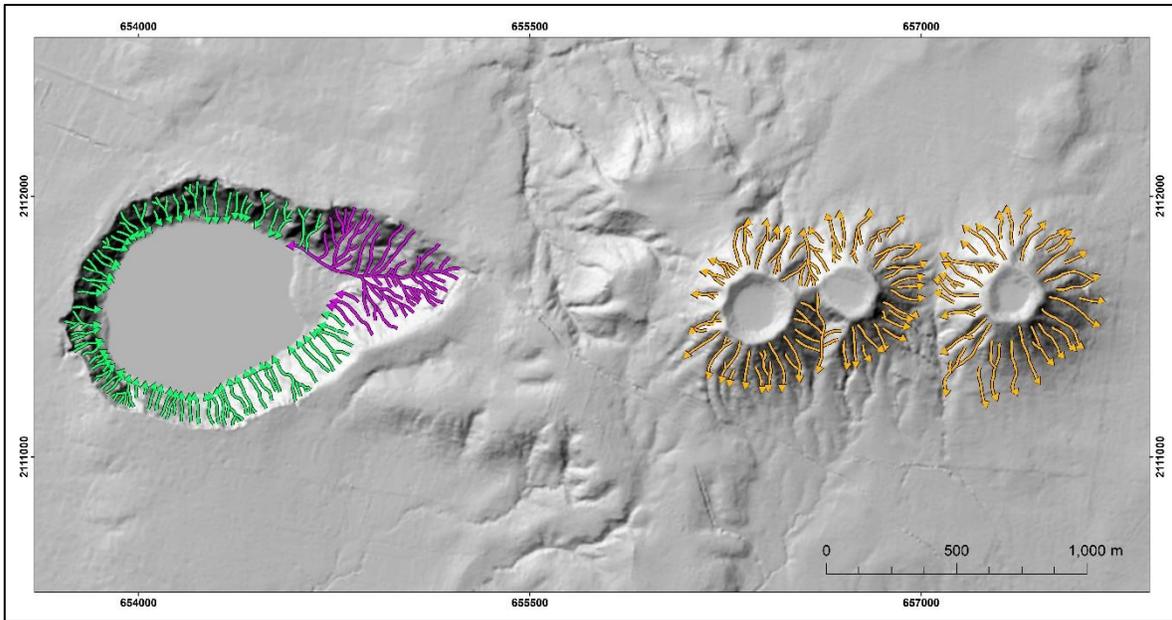


Figura 68. Surcos y canales con patrón radial centrípeto en el cráter principal de Aljojuca (verde). Arreglo dendrítico en el sector oriental de la misma estructura (morado) y diseños radiales centrífugos en Las Tres Marías (naranja).

4. Acumulativo: fluvial

4.1. Rampas aluviales

Se asocian a los cauces que existen en el atrio del maar de Aljojuca, los cuales acarrearán detritos provenientes de este sector, para ser depositados en los terrenos perimetrales del fondo del cráter. Se considera un terreno de transición formado por la superposición de pequeños abanicos proluviales que en conjunto definen una rampa que no supera los 15° de inclinación. La continuidad de esta forma deposicional se interrumpe al oriente por la existencia de un abanico de mayores dimensiones (Fig. 69, 70 y Anexo 2).



Figura 69. Rampas Aluviales en los bordes perimetrales del fondo de cráter de Aljojuca (octubre, 2022).

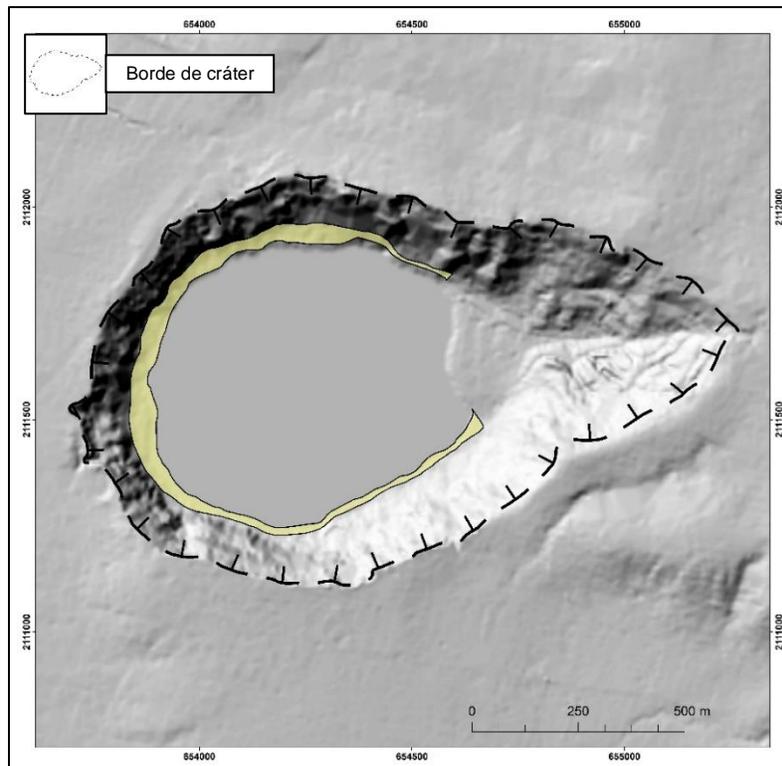


Figura 70. Rampas aluviales en el borde perimetral del fondo de cráter del maar de Aljojuca, al oriente esta estructura está interrumpida por el desarrollo de un abanico proluvial

4.2. Abanicos: Proluviales

Son acumulaciones de materiales clásticos depositados a manera de un medio cono inclinado. Esta forma de relieve se desarrolla a partir de una ruptura de pendiente que por lo general se localiza en las cercanías de su ápice, la longitud de este depósito tiene desarrollo río abajo.

La superficie es ligeramente convexa tanto en su eje longitudinal como transversal, sobre esta superficie, por lo general, el drenaje adopta un arreglo dicotómico que se favorece por la geometría y la forma triangular de la estructura. El área es de 0.04 km² y su eje mayor alcanza los 260 m de longitud, en cuanto a su inclinación no supera los 5° (Fig. 71, 72 y Anexo 2).

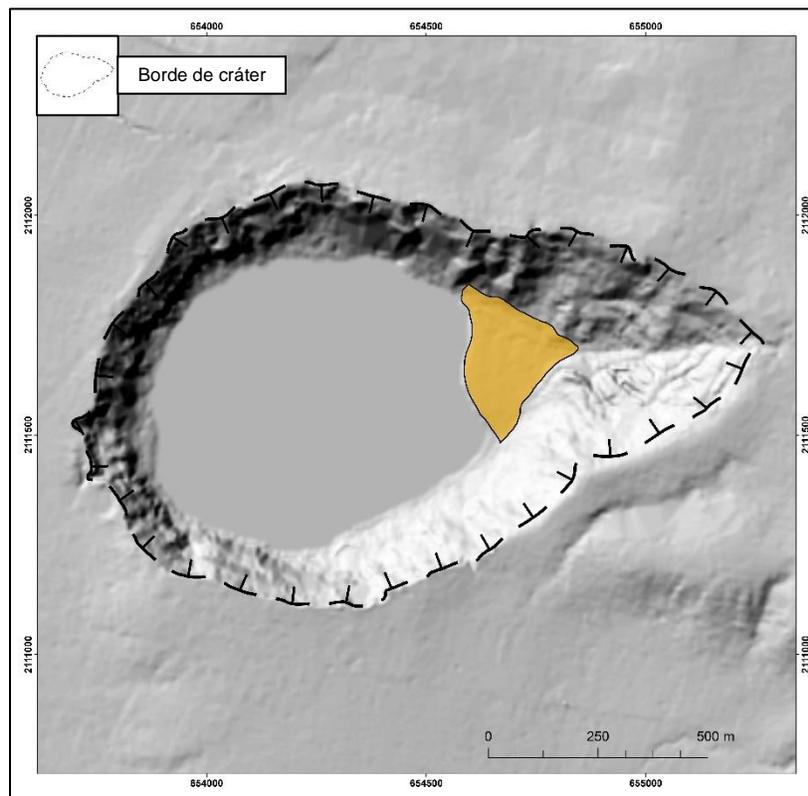


Figura 71. Abanico proluvial al oriente del cráter de explosión mayor de Aljojuca.



Figura 72. Vista superior del abanico proluvial de Aljojuca, se observa su morfología de medio cono inclinado (octubre, 2022).

El tercer capítulo ha permitido reconocer las diferentes formas de relieve en el cono de toba de Tecuitlapa y en el maar de Aljojuca, esto para establecer una génesis y evolución para cada uno de ellos a partir de un criterio geomorfológico. Los procesos endógenos son los que están más presentes en la zona de estudio, esto se debe a que son estructuras de reciente formación. En cuanto a los exógenos, estos se encuentran en proceso de desarrollo y están condicionados por la resistencia de los materiales que afloran en estas superficies y por el acomodo de estos mismos sustratos (estructura).

Conclusiones

La revisión y análisis de bibliografía especializada, permitió identificar y entender las relaciones entre los componentes físico-geográficos de la Cuenca de Oriental. Este conocimiento se representó en una cartografía a detalle (1: 400 000), que tiene como título Unidades Mayores del Relieve. El documento permitió establecer unidades morfológicas (conjuntos montañosos, piedemonte y planicie) que tienen un vínculo directo con la génesis, la morfología y los procesos que intervienen en el modelado del relieve, de esta manera, se caracterizó la dinámica de cada sector con el fin de establecer su influencia en el emplazamiento de los cráteres de explosión (Aljojuca y Tecuitlapa), objeto de estudio de esta investigación.

La cartografía que se presenta en el primer capítulo se considera el primer aporte de este trabajo.

El segundo capítulo permitió reconocer la litología que integran los volcanes de explosión y a partir de su análisis, se establecieron los estilos eruptivos, la evolución de las estructuras y explicar su morfología actual. En este sentido, se puede afirmar que las estructuras volcánicas estudiadas se formaron a partir de varios focos de explosión cercanos entre sí. Esta afirmación se hace de acuerdo con las morfologías de los atrios respectivos. De esta manera, se identificaron seis eventos paroxismicos para el cono de toba Tecuitlapa y dos para el maar de Aljojuca, cabe mencionar que su actividad volcánica puede cambiar de tipo, ya sea de freática-freatomagmática a magmática (Tecuitlapa) o de magmática a freatomagmática (Aljojuca).

La cartografía geomorfológica de los cráteres de explosión son el principal aporte de esta investigación, a través de ellos se muestra la espacialidad y arreglo de cada forma de relieve al interior y en los terrenos adyacentes de cada uno de ellos. Estos documentos tienen valor científico que nos permite conocer las particularidades genéticas, de evolución, de morfología y de edad relativa de cada uno, al mismo tiempo, resaltan su valor escénico, el cual puede ser aprovechado para el uso y manejo de este recurso en el turismo y en su manejo por las comunidades aledañas.

El análisis geomorfológico hace evidente la complejidad de cada una de las estructuras, el cual fue posible explicar a través de una clasificación genética integrada por los siguientes grupos: relieve endógeno y exógeno, mismos que se representaron en el material cartográfico.

Bibliografía

- Alcocer, D. J., Escolero, F. Ó. A., & Marín, S. L. E. (2004). *Problemática del agua de la Cuenca Oriental, estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala. El agua en México vista desde la academia*, 57-77 pp.
- Alvarado, R. (2003) *Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México* (Tesis de licenciatura). Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México, D.F.
- Arche, A. (2010). *Sedimentología, del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. España: Textos universitarios, 84-85 pp.
- Baltazar, O., 1982. *Informe final de detalle estratigráfico*. Prospecto Tepeyahualco, Córdoba, Ver., PEMEX.
- Calderón, D. (2014). *Cartografía geomorfológica a escala 1:50,000 del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas (México)*. Ciudad de México, México: Instituto de Geología.
- Carrasco, G., Hernández J., Cavazos, J., Norini, G., De León T. (2021) *Volcanic geology of the easternmost sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico*, Journal of Maps, 17:2, 486-496.
- Chédeville, C. y Guilbaud, M. (2019). *Stratigraphy and radiocarbon ages of late-Holocene Las Derrumbadas rhyolitic domes and surrounding vents in the Serdán-Oriental basin (Mexico): Implications for archeology, biology, and hazard assessment*. Ciudad de México, México: Instituto de Geofísica.
- CONABIO (1998). *Climas*, escala 1:1 000 000. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- De Jesús, J. (2022). *Geomorfología y reconstrucción paleoglaciaria del volcán La Malinche, Tlaxcala-Puebla* (tesis de maestría). Instituto de Geografía, UNAM, México.

- De León & L. Carrasco, G. (2020). *Stratigraphy and evolution of the Holocene Aljojuca Maar volcano (Serdán-Oriental basin, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt), and implications for hazard assessment*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, (392), pp. 1-17,
- Echeverría, M. (1997), *Cartografía Geomorfológica Temática y Aplicada, en Peña-Monné*. Logroño, España, Geoforma Ediciones.
- Ferrari, L. (2012). *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. *Tectonophysics*, (522-523), pp.122-149.
- Ferrari, L., López, M., Aguirre, G., y Carrasco, G. (1999). *Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt*. *Geology*, 27(4), 303-306.
- Fries, C. Jr., 1960, *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero*, Región central Meridional de México: Boletín del Instituto de Geología, 60, 236 p.
- García, D. (2016). *Cartografía y peligros geomorfológicos en la delegación Iztapalapa, D.F, México* (tesis de licenciatura). Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
- Gasca, A. (1981). *Algunas notas sobre la génesis de los lagos-cráter de la cuenca de oriental*. México: Colección Científica, INAH.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007. *Geochemical evidence for slab meeting in the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Journal of Petrology* 48, 537–562.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007. *Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt.*, *Geology of México: celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, pp. 1–53.
- Guilbaud, M. (2022). *Volcano-sedimentary processes at Las Derrumbadas rhyolitic twin domes, Serdán-Oriental Basin, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Geological Society*, (520), pp. 144- 149.

- Gutierrez, M., Zamorano, J. (2005). *La Cuenca de México y sus cambios demográfico-espaciales*. México: Punto Gráfico.
- Herver, A. (2022). *Cartografía geomorfológica del volcán Cofre de Perote* (tesis de licenciatura). Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
- INEGI. (1984). *Geología de la República Mexicana*. México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Kereszturi, G., & Nemeth, K. (2012). *Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation*. Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems, pp. 8-15
- López, M. (2018). *Procesos físicos asociados a erupciones de origen hidrovulcánico: el caso del axalapazco Atexcac, Puebla, México* (tesis de doctorado). Centro de geociencias, UNAM, México.
- Lorenz, V. (1985). *Maars and diatremes of phreatomagmatic origin, a review*. Transactions of the Geological Society of South Africa, 88: 459-470. Transactions - Sudafrica. 88. 459-470.
- Lorenz, V. (2006). *Syn-and posteruptive hazards of maar–diatreme volcanoes*. *Volcanology and Geothermal Research*, (159), pp.285-312.
- Lugo, J. (1984). *Geomorfología del sur de la cuenca de México*. Serie Varia. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Lugo, J. (2011). *Diccionario geomorfológico*. Ciudad de México, México: Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Lugo, J. (2019). Mooser, F. (2018). *Geología del Valle de México y otras regiones del país*. México: Colegio de Ingenieros Civiles de México, A.C., ISBN n/a. Seis mapas y 11 perfiles. *Investigaciones Geográficas*, (98). <https://doi.org/10.14350/rig.59876>
- Mancilla, O., et al. (2014). *Hidrogeoquímica de salinas Zapotitlán y los lagos-cráter Alchichica y Atexcac, Puebla*. Jalisco, México: Universidad de Guadalajara.

- Manea, V., Ferrari, L. (2013). *A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America*. *Tectonophysics*, (609), pp. 56-81.
- Mazzarini, F. (2010). *Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Tectonophysics*, (486), pp. 55-64
- Montanaro, C., Mick E., Salas, J., Caudron C. (2022). *Phreatic and Hydrothermal Eruptions: From Overlooked to Looking Over*. *Bulletin of Volcanology*, (84), 1-16,
- Moya, J. (1987). *Análisis geomorfológico de la Cuenca de Oriental, Estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz, México* (Tesis de maestría). México, D.F: UNAM.
- Muir, J.M. (1936), *Geology of the Tampico Region, Mexico*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 280 p.
- Németh, K., & Kósik, S. (2020). Review of Explosive Hydrovolcanism. *Geosciences*, 10 (2), 44. MDPI AG. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.3390/geosciences10020044>.
- Nepndank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser F. (1985). *Geological and geochemical investigations on the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Geofis. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt • Part 2 (Ed. S. P. Yerma), Vol 24-4, pp. 477-575.
- Ohngemach, D. (1973). *Análisis polímico de los sedimentos del pleistoceno reciente y Holoceno en la región Puebla-Tlaxcala*. Puebla, México: Comunicaciones.
- Ollier, C. (1969). *Volcanoes*. Australia: ANU Press.
- Omuto, C. (2021). *Mapeo de suelos afectados por salinidad- Manual Técnico*. Roma, Italia: FAO.
- Ordoñez, E. (1906). *Los Xalapascos del Estado de Puebla*. Puebla México: Secretaría de Fomento.

- Ort, M. & Carrasco, G. (2009). *Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east-central Mexico. Volcanology and Geothermal Research*, (181), 67-77 pp.
- Padilla, R. (2007). *Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. Boletín de la sociedad geológica mexicana*, (54), 19-42 pp.
- Pérez, N. (2017). *Estudio regional del Campo Volcánico de la Cuenca Serdán – Oriental a través de métodos potenciales. México: IPICYT.*
- Reyes, M. (1979). *Geología de la Cuenca de Oriental. Estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala. México: Colección Científica, INAH.*
- Salazar, S., 1969. *Estudio geológico regional del Prospecto Zacatepec. Poza Rica, Veracruz. PEMEX.*
- Schmincke, H. (2004). *Volcanism. Nueva York, Estados Unidos: Springer*
- Siebe C, Abrams M, Sheridan M F, (1993). *Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, Mexico: Implications for future hazards. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59: 1-33
- Sigurdsson, H. (2000). *Encyclopedia of volcanoes. California, Estados Unidos: Academic Press.*
- Straka, H., & Ohngemach, D. (1989). *Late Quaternary vegetation history of the Mexican highland. Plant Systematics and Evolution. Alemania: Steiner.*
- Valdés, G., Aguirre, G., y López, M. (1998). *El volcán la Joya, estados de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 181-197.
- Yáñez, C. (1980) *Informe Geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz: México, D.F. Comisión Federal de Electricidad, Área de Geología y minería, infrome interno.*

Zamorano, J.J. (1990). *Análisis ingeniero-geomorfológico de la Cuenca de México* (tesis de doctorado). Facultad de Geografía, Universidad Estatal de Moscú, M. V. Lomonosov, U.R.S.S.

Zamorano-Orozco, J.J, Lugo-Hubp, J., Figueroa-García, J.E y Quijada-Mendoza, I. (2016). *El relieve mexicano: una superficie de contrastes. Geografía de México. Una reflexión espacial contemporánea*. Coord. Moncada-Maya, O. y López-López, A. Instituto de geografía, UNAM. 37-55.

Zimmer, B., Carrasco-Núñez, G. (2010). *Evolution of tuff ring-dome complex: The case study of Cerro Pinto, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt*. Bulletin of Volcanology. 72. 1223-1240. 10.1007/s00445-010-0391-6.

Material Cartográfico:

INEGI, (2012). *Modelo Digital de Elevación LiDAR (Terreno)*. Escala 1:50 000, datum ITRF 08, formato GRID, serie 1, claves: E14B23, E14B24, E14B25, E14B26, E14B33, E14B34, E14B35, E14B36, E14B43, E14B44, E14B45, E14B46, E14B53, E14B54, E14B55, E14B56.

INEGI, (2012). *Modelo Digital de Elevación LiDAR (Terreno)*. Escala 1:10 000, datum ITRF 08, formato GRID, serie 1, claves: E14B45b1, E14B45b2, E14B45b3, E14B45b4.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). Datos vectoriales Red Hidrológica RH18, Escala 1 :50 000.

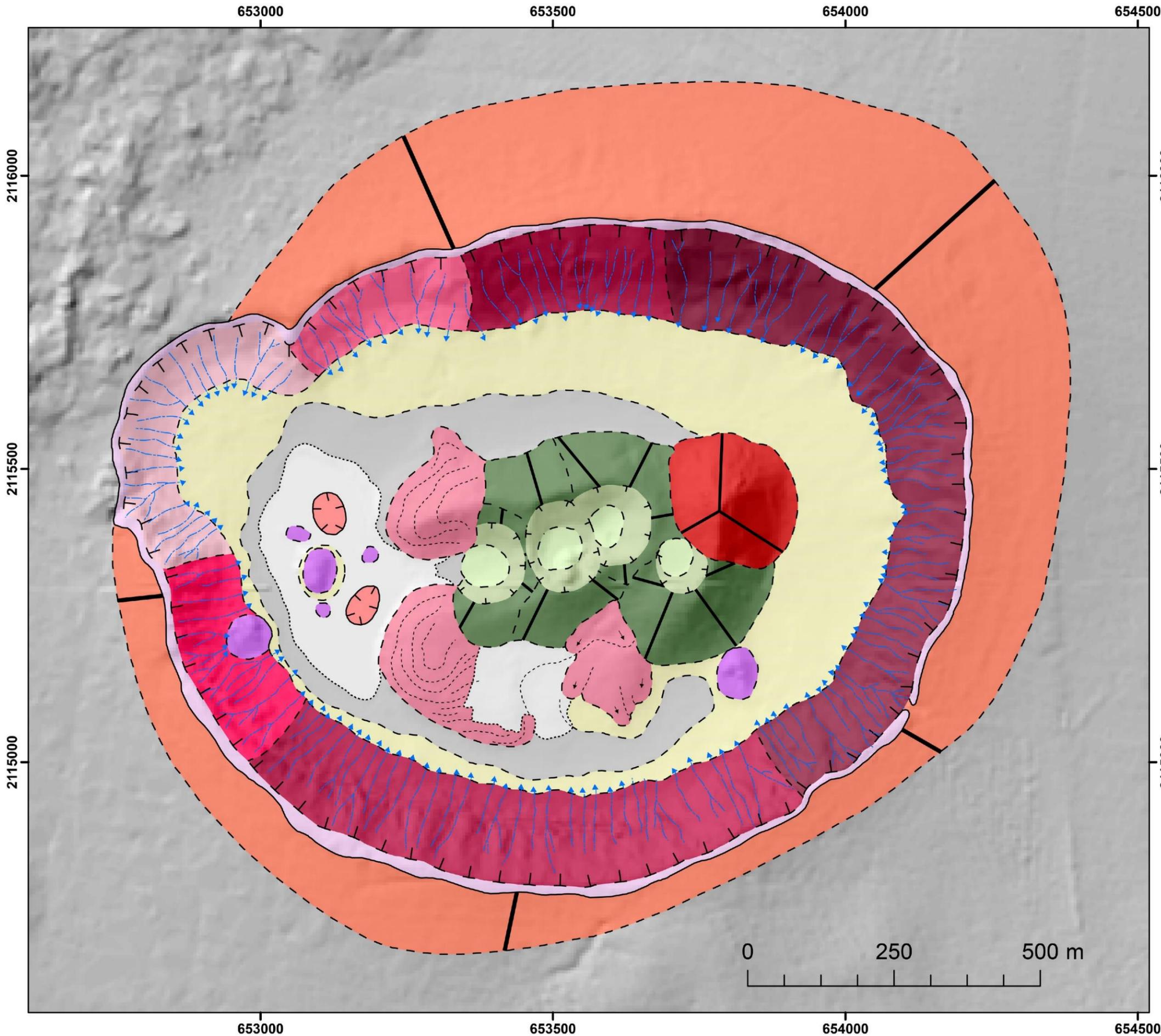
Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). Datos vectoriales Fisiográficos, serie, Escala 1 :1 000 000.

Martínez H., Zárate R., Loeza J., Saenz R., Cardoso E. *Carta Geológico - Minera E14-16 Orizaba*. Servicio Geológico Mexicano.

Vergara A., Zárate J., Calleja A. y Jiménez A. (2002). *Carta Geológico - Minera E14-13 Veracruz*. Servicio Geológico Mexicano.

Anexo 1

Mapa geomorfológico del cono de toba de Tecuitlapa



Relieve endógeno

1. Volcánico explosivo.

-  1.1. Cono de toba
-  1.2. Labio de cráter
-  1.3. Laderas interiores
-  1.4. Fondo de cráter
-  1.5. Spatter
-  1.6. Bocas freáticas
- 1.7. Conos de escoria
 -  1.7.1. Laderas exteriores
 -  1.7.2. Atrio
 -  1.7.3. Fondo

2. Volcánico efusivo.

-  2.1. Domo
-  2.2. Lavas y crestas de compresión

Relieve exógeno

3. Erosivo Fluvial

-  3.1. Surcos y canales

4. Acumulativo: fluvial

-  4.1. Rampas aluviales
-  4.2. Blanquiales: lacustres

Símbolos Complementarios

-  Escarpe

Límites

-  Inferidos
-  Reales



Alumno: Alonso Gaytán Ruiz
 Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco
 Colegio de Geografía, UNAM
 Tesis de Licenciatura
 Sistema de coordenadas: ITRF 1992 UTM Zona 14
 Proyección: Transversal de Mercator
 Escala 1:6 000

654000

655500

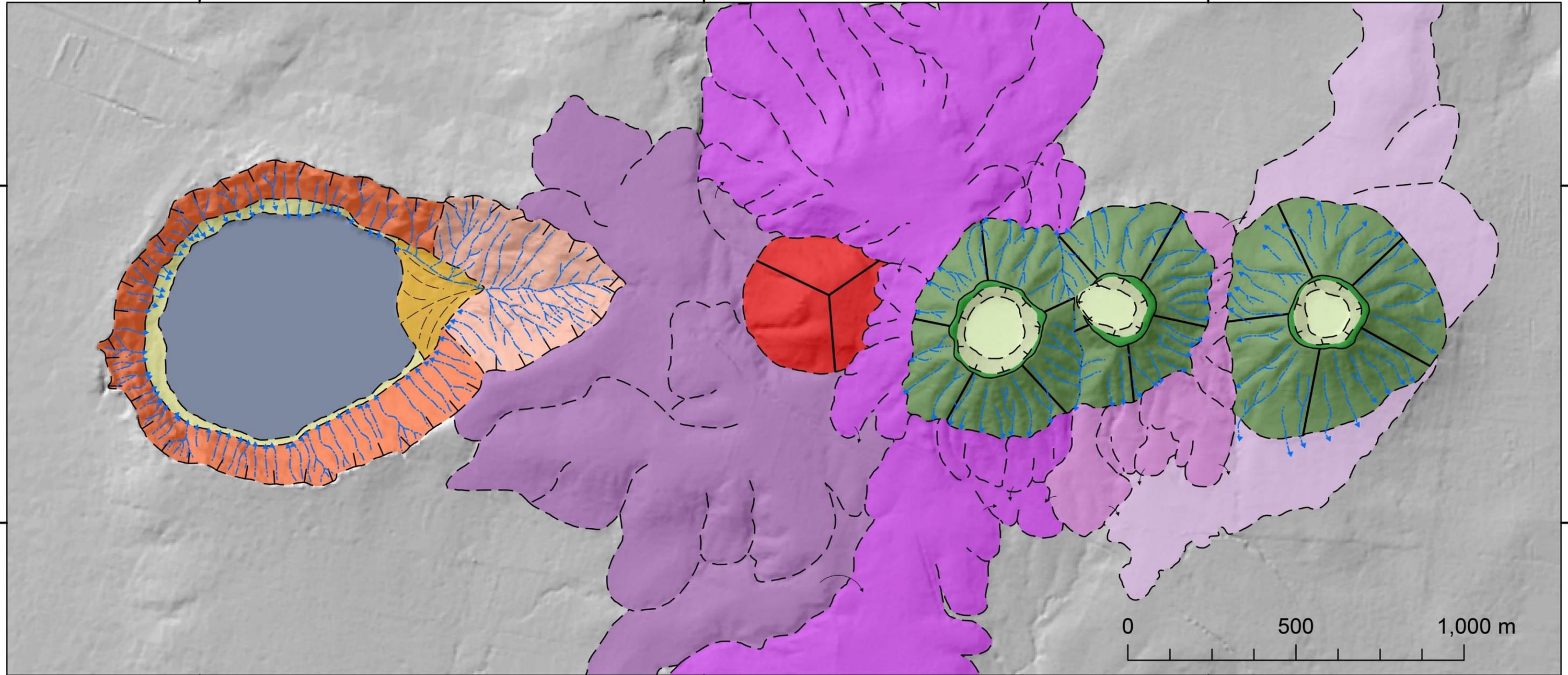
657000

2112000

2112000

2111000

2111000



654000

655500

657000

Mapa geomorfológico del maar de Aljojuca

Relieve endógeno

1. Volcánico explosivo.

-  1.1. Laderas interiores
-  1.2. Fondo de cráter

-  1.3. Conos de escoria
-  1.3.1. Laderas exteriores
-  1.3.2. Labio de cráter
-  1.3.3. Atrio
-  1.3.4 Fondo

2. Volcánico efusivo.

-  2.1. Domo
- 2.2. Lavas asociadas a:
 -  2.2.1. Domo Tezmontón
 -  2.2.2. Tres Marías
-  a) Poniente

-  b) Centro
-  c) Oriente

Relieve exógeno

-  3.1. Surcos y canales

4. Acumulativo: fluvial

-  4.1. Rampas aluviales
-  Abanicos: Aluviales

Símbolos Complementarios

-  Escarpe

Límites

-  Inferidos
-  Reales
-  Líneas de flujo



Alumno: Alonso Gaytán Ruiz
 Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco
 Colegio de Geografía, UNAM
 Tesis de Licenciatura
 Sistema de coordenadas: ITRF 1992 UTM Zona 14
 Proyección: Transversal de Mercator
 Escala 1:12 000