



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

# Cartografía geomorfológica del volcán Cofre de Perote

Facultad de Filosofía y Letras  
Colegio de Geografía

Tesis que para obtener el título de  
Licenciada en Geografía

presenta

Arlette Herver Santamaría



Asesor  
Dr. José Juan Zamorano Orozco

Ciudad Universitaria, Ciudad de México

2022



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

*No me alcanzará la vida para agradecerte mami, el apoyo incondicional en cada una de mis decisiones importantes, la miríada forma en la que me amas, tu increíble fortaleza y tus consejos. Este logro y los que tenga a lo largo de mi existir, te los dedicaré porque también serán tuyos.*

*Te amo en la infinitud, ma.*

## Agradecimientos

A mi papá, por estar cerca de mí en todo momento, por siempre apoyarme y cuestionarme, por explicarme los lugares desde niña en aquellos viajes en carretera, ahí comenzó mi pasión por la Geografía. Te amo pá.

A la UNAM y a mis profesores del Colegio de Geografía, por darme una sólida formación, por transmitir su conocimiento y experiencia con tanta pasión, por su dedicación para resolver una y otra vez mis dudas. La profesional de la Geografía que soy y seguiré siendo en el futuro, se lo debo a su enseñanza.

Al Doc. José Juan, gracias por asesorar este trabajo, por integrarme a su equipo y en varios de sus proyectos académicos, por dedicarme tiempo, por su conocimiento en geomorfología y en la fotointerpretación.

A mis compañeros del cubo: Isaac, Jorge y Roco. Gracias por hacer más amena mi estancia en el IGG, por permitirme aprender de ustedes y por su valiosa ayuda.

Al comité de becas "María Teresa Gutiérrez de MacGregor" y en general al Instituto de Geografía de la UNAM, por brindarme un espacio adecuado y así, continuar la escritura de la tesis.

A los miembros del sínodo: Dra. Verónica Ibarra, Dr. Abraham Navarro, Mtro. Sergio Salinas e Ing. Alberto Pérez Rojas. Por destinar tiempo para revisar mi trabajo, gracias a sus atinados comentarios y sugerencias, mejoró de forma sustancial.

A mi hermana Elizabeth, mi geógrafa favorita. Te agradezco seguir conmigo tras 18 años y crecer juntas tanto en lo académico como en lo personal, gracias por no dejarme sola sin importar nuestra diferencia de latitudes, por aprender de ti y seguir construyendo experiencias de vida. Para ti, todo mi amor y admiración.

A mi hermano Alejandro Jarquín, gracias por nunca soltarme, por tu música y tu cariño, por tus consejos para la vida y contra el pánico escénico, por acompañarme en mi coloquio. Sigamos logrando metas y creciendo juntos.

A mi grupo de amigas: Deya, Alito, Becks y Michi. Cuando eres foránea, la universidad es más difícil, porque no tienes a mamá o papá cerca para abrazarte después de un mal día, sin embargo, juntas construimos esa familia que tanto necesitábamos. Gracias por comprendernos, por las salidas a campo, por tantas horas de risa y nostalgia. Gracias por no dejarme sola durante la última etapa. RHM.

A mi muchacha Deyanira, gracias por acompañarme, comprenderme y apoyarme de distintas maneras en todas mis facetas. Mi mayor gratitud y admiración por siempre. Sigamos construyendo aventuras al volante de pueblo en pueblo y creciendo juntas.

A mi muchacho Kiko, el que mejor comprendió este proceso. Agradezco las horas interminables de debates geográficos, pláticas sobre el café y política. Gracias bro. por todo tu apoyo, cariño, comprensión y ternura y por las experiencias que aún nos faltan por vivir.

Al team Juan Luis, Mot Mota y Ale Soto, su agradable compañía hizo menos complicada la universidad, agradezco cada convivencia en Copi, las salidas a campo que compartimos y su apoyo moral en momentos difíciles.

A la doctora Marichuy. Gracias por alegrar el confinamiento y exilio, por las llamadas de 4 horas para desahogarnos y al mismo tiempo, reír juntas, por tu incondicional apoyo, cariñito y sororidad, los cuales son mutuos.

A mi primo Víctor, por recibirme con mucho entusiasmo en la complicada CDMX, por alentarme y acompañarme en mis primeros meses como foránea, tus tips y recorridos me dieron confianza para andar en esos espacios tan complejos.

A Martita por tus sabios consejos para sobrellevar este proceso académico, por creer en mi y en esta hermosa carrera. Eres un ser humano admirable y un gran ejemplo que quiero seguir. Gracias por llenar de luz y encanto a la familia Herver.

A mis camaradas Умберто и Ваня por su valiosa amistad y apoyo, por las pláticas diarias de madrugada (7 am) en la ENALLT, agradezco cada café, blini y pastel de miel, las salidas en moto por la ciudad y las prácticas de campo de sedi. Да здравствует Родина России... и водка!

Si en verdad no amas nada, ¿en qué futuro construimos ilusiones? Si en verdad no amas nada, todo el mundo es artificial, todo el mundo sale perdiendo. Si en verdad no amas nada, ¿debemos dormir en gloria silenciosa? Si en verdad no amas nada, ¿cómo puedes estar ahí?

Podrías simplemente irte por siempre.

Marauder  
PB,DK,SF

“Esta montaña de pórfido basáltico es principalmente notable no por su altura, sino por la pequeña roca que se observa en el lado Este de su cima, semejante á una torre cuadrada, á cuya forma debe el nombre de *Nauhcampatepetl* (*nauhcampa*, cuatro partes, y *tepetl* montaña) que le dieron los indígenas de raza azteca, y el de *Cofre de Perote*, que recibió de los Españoles. Desde su cúspide se goza de una magnífica vista sobre la meseta de la Puebla, y sobre la pendiente oriental de las Cordilleras de Méjico, cubiertas de espesos bosques de liquidámbar, helechos arborescentes y mimosas, se distingue el Puerto de Vera-Cruz, el castillo de D. Juan de Ulua y las costas del Oceano. No alcanza el Cofre al límite de las nieves perpétuas, siendo su elevacion de 4,088 metros sobre el nivel del mar, segun medidas barométricas que le he ejecutado; altura que excede á la del Pico de Tenerife en unos 400 metros. La cresta de dicha montaña es roca desnuda de un bosque de pinos; y adelantando hacia la cima he visto que á los 3.165 metros faltan las encinas; aunque los pinos, semejantes por sus hojas al *Strobus*, llegan hasta los 3.942. En cada zona, señalan la temperatura y presion barométrica límites de que no pueden pasar los vegetales”.

*Sitios de las cordilleras y monumentos de los pueblos indígenas de América.*

Alexander von Humboldt, 1878.

# Índice

<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO I. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA REGIONAL .....</b>	<b>3</b>
Geología y tectónica local: cordillera Cofre de Perote-Pico de Orizaba.....	7
Trabajos antecedentes .....	9
Geología: Cofre de Perote .....	10
Historia Eruptiva .....	14
<b>CAPÍTULO II. MORFOMETRÍA .....</b>	<b>18</b>
Altimetría .....	18
Inclinación del terreno.....	24
Densidad de la disección .....	28
Profundidad de la disección .....	32
<b>CAPÍTULO III. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....</b>	<b>35</b>
Relieve endógeno.....	39
Relieve endógeno-modelado .....	83
Relieve exógeno .....	96
Evolución del relieve.....	142
<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>160</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>163</b>
<b>ANEXO.....</b>	<b>174</b>



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.

## **INTRODUCCIÓN**

El volcán Cofre de Perote o Nauhcampatépetl (4,282 msnm), se localiza al oriente del Cinturón Volcánico Mexicano, forma parte de la porción norte de la Cordillera Volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba y funciona como una barrera orográfica que separa las llanuras costeras del Golfo de México con el Altiplano (Cuenca Serdán-Oriental).

Desde una perspectiva morfológica, el Cofre de Perote es considerado como un volcán en escudo compuesto, lo anterior se debe a las pendientes bajas y la presencia de varios conductos eruptivos que expulsaron material y le dieron forma de cúpula, aspecto que ha llevado a considerarlo como una estructura estable, no obstante ha presentado colapsos post-eruptivos.

Las principales investigaciones que se tienen acerca del territorio de análisis son de interés geológico, estructural y petrográfico, y se relacionan con el fin de establecer edades absolutas de los materiales emitidos e intentar explicar los acontecimientos posteriores a las erupciones. Otros escritos se han enfocado en generar modelos sobre la inestabilidad de laderas. Sin embargo, hasta el momento, no existen estudios en el campo de la geomorfología que expliquen la génesis del relieve y su patrón espacial, tampoco se cuenta con cartografía detallada que muestre la espacialidad de las morfologías, cuantificación de los procesos exógenos o límites de los depósitos de avalancha volcánica.

### **Hipótesis**

La cartografía geomorfológica 1:25,000 del Cofre de Perote muestra la espacialidad del relieve, los procesos exógenos que tienen presencia en el modelado de este territorio y representa un documento base para establecer la evolución del volcán a lo largo del tiempo geológico.



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

## Objetivos

El objetivo general es elaborar la cartografía geomorfológica del volcán Cofre de Perote a una escala 1:25,000, para ello se plantearon los siguientes objetivos particulares:

- Analizar las condiciones litológicas, estructurales y tectónicas en las que se emplaza el Cofre de Perote.
- Determinar las dinámicas eruptivas que originaron el relieve actual.
- Realizar los mapas morfométricos: inclinación del terreno, profundidad y densidad de la disección a una escala 1:120,000.
- Determinar las regiones geomorfológicas del relieve de la zona de estudio con base en la morfometría.
- Clasificar las formas de relieve asociadas al vulcanismo del Cofre de Perote.

La presente investigación se estructura en tres capítulos. En el primero, se analizaron las condiciones geológicas locales y regionales sobre las que se ubica el Cofre de Perote. Para ello, se revisaron y sintetizaron estudios previos sobre la litología, tectónica, sedimentología de depósitos e historia eruptiva.

En el capítulo dos se elaboró el análisis cuantitativo del relieve a través de la aplicación de cuatro variables morfométricas (altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección), con el fin de segmentar la zona de estudio en regiones y visualizar la intensidad de las dinámicas erosivas. En este proceso, se tomaron en cuenta los criterios establecidos por Lugo (1988), Simonov (en Zamorano, 1990).

El tercer capítulo integra el análisis y evolución geomorfológica del territorio. Para la realización de este estudio, se tomó como base la interpretación de 89 fotografías aéreas a escala 1:40 000 (INEGI: 2000, 2004, 2007 y 2008). El proceso anterior, resultó en la representación cartográfica del relieve a escala 1:25 000 del Cofre de Perote y zonas adyacentes. El mapa geomorfológico se encuentra dividido en tres grupos morfogenéticos: endógeno, endógeno-modelado y exógeno.

## CAPÍTULO I. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA REGIONAL

En este apartado se pretende obtener un panorama general de los aspectos estructurales y de la susceptibilidad de las rocas a los procesos exógenos en el volcán Cofre de Perote, localizado en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Esta región se dispone entre los paralelos  $18^{\circ} 30'$  y  $21^{\circ} 30'$  N, a lo largo de 1,000 km de longitud en sentido transversal al territorio mexicano (E-W). Se extiende desde el Golfo de México (Palma Sola, Veracruz), hasta las costas del Océano Pacífico entre Nayarit y Jalisco (Demant, 1978) (Fig. 1).

El CVM está constituido por planicies escalonadas a manera de altiplanos separados por sierras volcánicas, algunas de ellas de gran altitud. La actividad volcánica en esta región ha sido continua desde su origen hasta la fecha, en este proceso, numerosos drenajes han interrumpido su curso por acumulación de lavas y detritos volcánicos, como la cuenca de México y la cuenca Serdán-Oriental.

El origen del CVM se asocia con la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Norteamericana, este proceso ocurre formando un ángulo oblicuo de  $16^{\circ}$  con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Fig. 1). Esta dinámica da como resultado un arco magmático continental integrado, por cerca de 8,000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos (Gómez *et al.*, 2005).

La evolución geológica de esta provincia se remonta al Neógeno, se vincula con la evolución de la Sierra Madre Occidental y la formación de un arco volcánico de composición intermedia (Ferrari *et al.*, 1999). A este hecho se atribuye el origen de los complejos volcánicos en los territorios de Michoacán (Mil Cumbres-Angangueo) y en el Estado de México (Malinalco), más tarde, el vulcanismo se alejó de la trinchera, formó estructuras poligenéticas y conos de lava, con edades que varían entre 15 y 10 Ma en Querétaro-Guanajuato (Palo Huérano y La Joya); oeste de la Cuenca de México (Sierra de las Cruces) y en la región de Palma Sola (extremo oriental del CVM), (Valdés *et al.*, 1998).



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

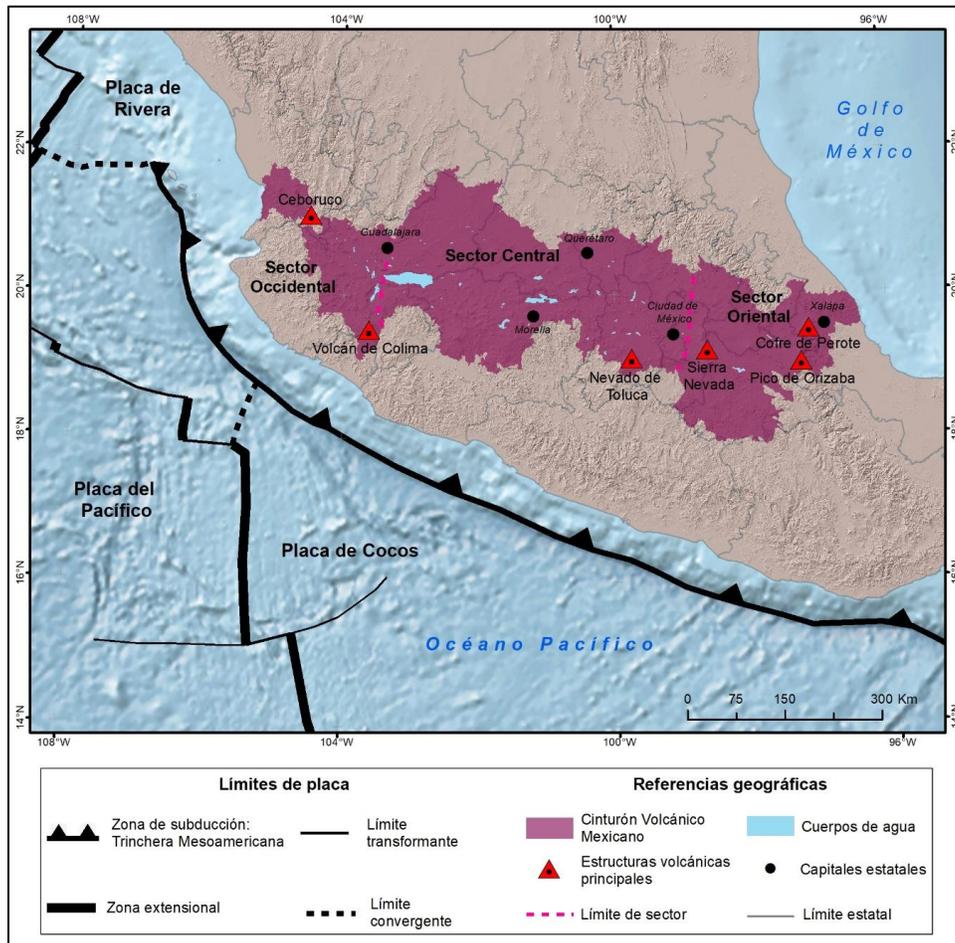


Figura 1: Aspectos tectónicos regionales asociados al Cinturón Volcánico Mexicano y edificios eruptivos mayores. Se observa una disposición oblicua a lo largo del CVM. (Gómez *et al.*, 2005; USGS, 2015).

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.*, 2005). En esta época, el arco volcánico ya presentaba la orientación actual E-W (Ferrari *et al.*, 1999).

A principios del Plioceno se emplazan complejos dacíticos y riolíticos, además de grandes volúmenes de ignimbritas, como consecuencia de la formación de las calderas de Amazcala, Amealco, Los Azufres, Huichapan, entre otras (Valdés *et al.*, 1998).

A finales del Plioceno comienza un vulcanismo en su mayoría de composición andesítico-basáltica, y se emplazan extensos campos monogenéticos. Es en el Cuaternario cuando se construyen las principales estructuras del CVM como el complejo volcánico de Colima, Ceboruco, Las Navajas, San Juan y el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, que continúan activos hasta nuestros días.

En el Cuaternario medio la actividad volcánica migró hacia el este, originó el emplazamiento de los complejos Sierra Nevada, Malinche y la cordillera volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CPPO), (Gómez *et al.*, 2005).

De acuerdo con la orientación de los sistemas de fallas, el CVM se ha dividido en los sectores occidental, centro y oriental (Figura 1). El primero se extiende desde la costa de Nayarit hasta el punto triple de los rifts Zacoalco, Chapala y Colima. El central comprende los arreglos disyuntivos de Taxco-San Miguel de Allende y el último hace frontera con el Golfo de México, es en este sector donde se localiza el territorio de estudio de esta investigación, el volcán Cofre de Perote (Alaníz *et al.*, 1998) (Figura 2).

En el sector oriental del CVM se reconocen estructuras disyuntivas asociadas a la apertura del Golfo de México, así como mecanismos tectónicos intraplaca, vulcanismo de naturaleza explosiva y post eruptiva (colapsos). El extremo occidental de esta región lo define la Sierra Nevada, formada a partir de episodios efusivos y explosivos que ocurrieron en el Pleistoceno temprano (Popocatepetl-Iztaccíhuatl, Telapón-Tláloc). En el Plioceno medio, La Malinche se emplazó en el centro de este sector (Figura 2).

El Campo Volcánico Naolinco (CVN) se localiza en el extremo NE de esta porción, se caracteriza por presentar actividad efusiva reciente (870 años AP) (Siebert y Carrasco, 2002). Este hecho contradice la hipótesis sobre la migración del vulcanismo de norte a sur en el CVM (Díaz, 2009) (Figura 2).

Al SW del CVN se encuentra el Campo Volcánico de Xalapa (CVX), se integra de 59 centros eruptivos que se disponen en un arco de 20 km de longitud (Rodríguez *et al.*, 2010). Su origen se relaciona con erupciones fisurales, presentes durante el Mioceno superior (Sieron *et al.*, 2017) (Figura 2).

En el Paleógeno se forma la caldera de Los Humeros, a partir de actividad explosiva bimodal que ocurrió hace 46 mil años AP (Ferriz y Mahood, 1984). Este episodio se manifestó a través de potentes depósitos piroclásticos, la extrusión de lavas y domos de riolitas, que cubrieron un área de 115 km<sup>2</sup>. Hubo un segundo evento eruptivo, al cual se le atribuye el hundimiento de la primera caldera y la morfología actual. Este episodio dio como resultado el depósito de la Ignimbrita Xáltipan (Dávila y Carrasco, 2014) (Figura 2).

Al centro-orientado se localiza la cuenca endorreica de Serdán-Oriental, limitada por fracturas con direcciones NNW-SSE. La actividad volcánica en este territorio comenzó en el Eoceno y termina en el Pleistoceno, se caracteriza por la extrusión de domos riolíticos y flujos basálticos estratificados con piroclastos. Estos materiales sepultan los rasgos estructurales generados durante la Orogenia Laramide (Reyes, 1979; Yáñez y García, 1982) (Figura 2).

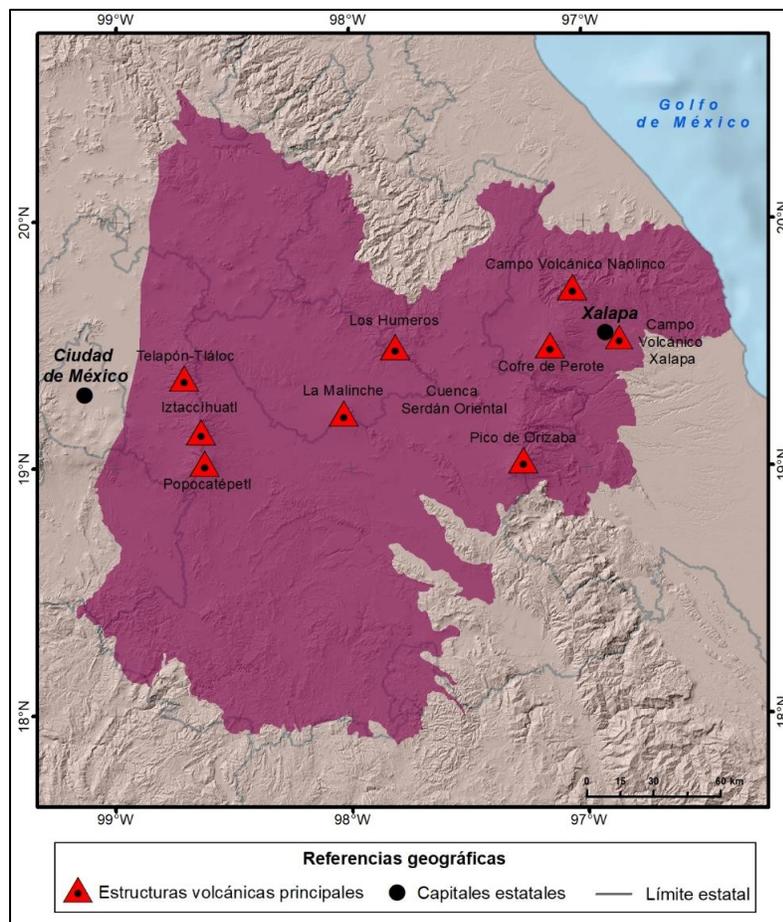


Figura 2: Sector Oriental del CVM y principales estructuras volcánicas.

## **Geología y tectónica local: cordillera Cofre de Perote-Pico de Orizaba**

La litología presente en el volcán Cofre de Perote (CP) es, en su mayoría, de composición andesítica, lo que refleja una actividad efusiva, sin embargo, el acomodo de los materiales responde al control estructural originado por las deformaciones del basamento asociadas a la Orogenia Laramide, presentes a lo largo del Golfo de México, hecho que definió los sistemas de falla que se vinculan con la cordillera Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CPPO).

Este conjunto montañoso constituye una barrera fisiográfica, entre el Altiplano Cuenca Serdán-Oriental y las Llanuras Costeras del Golfo Sur de México. Se integra de volcanes compuestos que presentan una orientación preferencial N-S, en esta dirección son los siguientes: Cofre de Perote (4 282 msnm), Complejo Volcánico La Gloria (3 500 msnm), Tecomales (3 140 msnm), Campo Volcánico Las Cumbres (3 940 msnm), Cerro Desconocido (3 072 msnm) y Pico de Orizaba (5 675 msnm) (Fig. 3).

Las rocas más antiguas de la sierra CPPO son del Paleozoico, se vinculan con la existencia de variados detritos que sufrieron un metamorfismo regional en el Triásico medio-superior (246 Ma), lo que dio como resultado la presencia de esquistos de cuarzo y muscovita. El cuerpo intrusivo al que se le atribuye este proceso se conoce como Macizo de Teziutlán, de composición granodiorítica, granítica y de edad Mesozoica. Los diferentes tipos de sedimentación que se observan en la cordillera CPPO resultaron de numerosas transgresiones y regresiones ocurridas a lo largo del Mesozoico (Yáñez y García, 1982).

Robin y Cantagrel, 1982 (en Concha Dimas *et al.*, 2005) sugieren que la cadena se construyó sobre una falla normal con orientación N-S de donde resultaría un bloque colgante hacia el este. Por su parte, Alaníz *et al.* (1998), proponen que este lineamiento es una extensión de la Falla Oaxaca, sin embargo, la sierra CPPO se encuentra desplazada con respecto a esta falla. Estudios morfoestructurales, evidencian la

existencia de un graben con 900 m de desplazamiento sobre el que los centros volcánicos mencionados se emplazaron (Concha *et al.*, 2005).

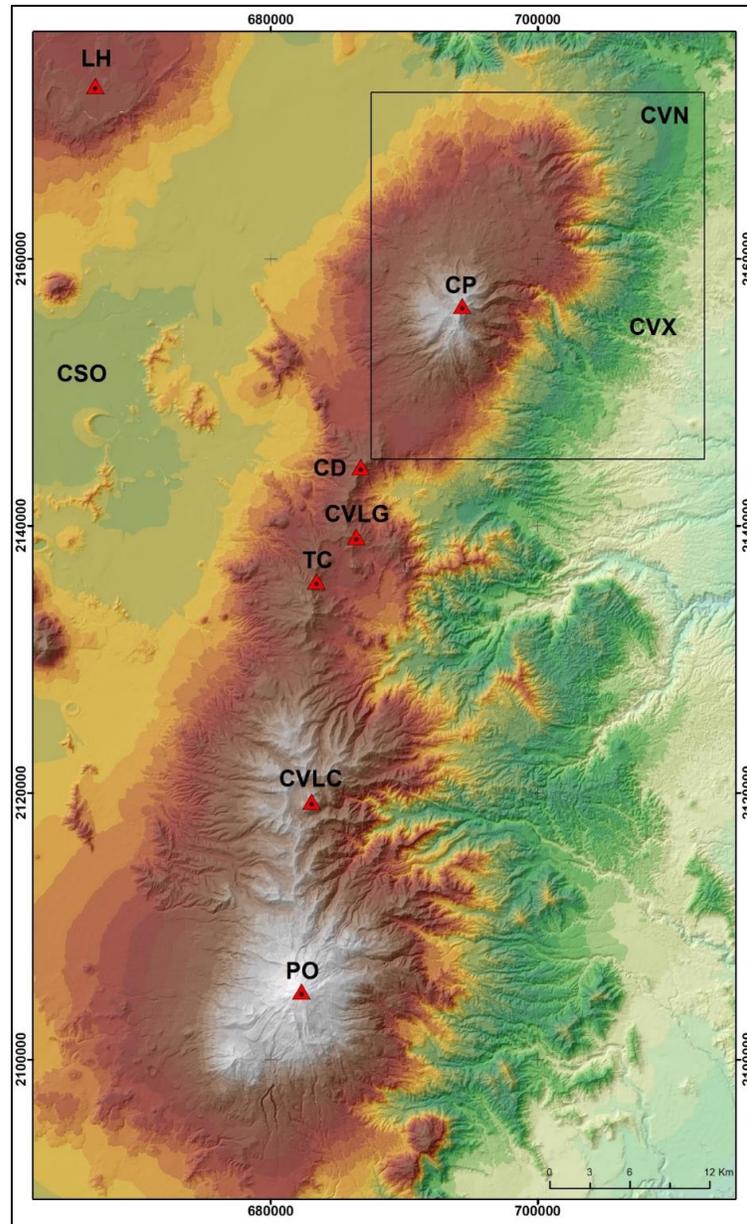


Figura 3: Cordillera Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CPPO). De norte a sur: Campo Volcánico Naolinco (CVN), Campo Volcánico Xalapa (CVX), Los Humeros (LH), Cofre de Perote (CP), Cuenca Serdán-Oriental (CSO), Cerro Desconocido (CD), Complejo Volcánico La Gloria (CVLG), Tecomales (TC), Complejo Volcánico Las Cumbres (CVLC), Pico de Orizaba (PO). En el recuadro se enmarca la zona de estudio.

## Trabajos antecedentes

Con respecto a los estudios sobre la litología se encuentra el de Ordoñez (1904), uno de los primeros en describir los flujos de lava y en documentar la existencia de material explosivo como tobas y pómez fina a arcillosa ajena al volcán. Además, propuso eventos eruptivos laterales como explicación de la geometría en herradura del flanco oriental (Fig. 4).

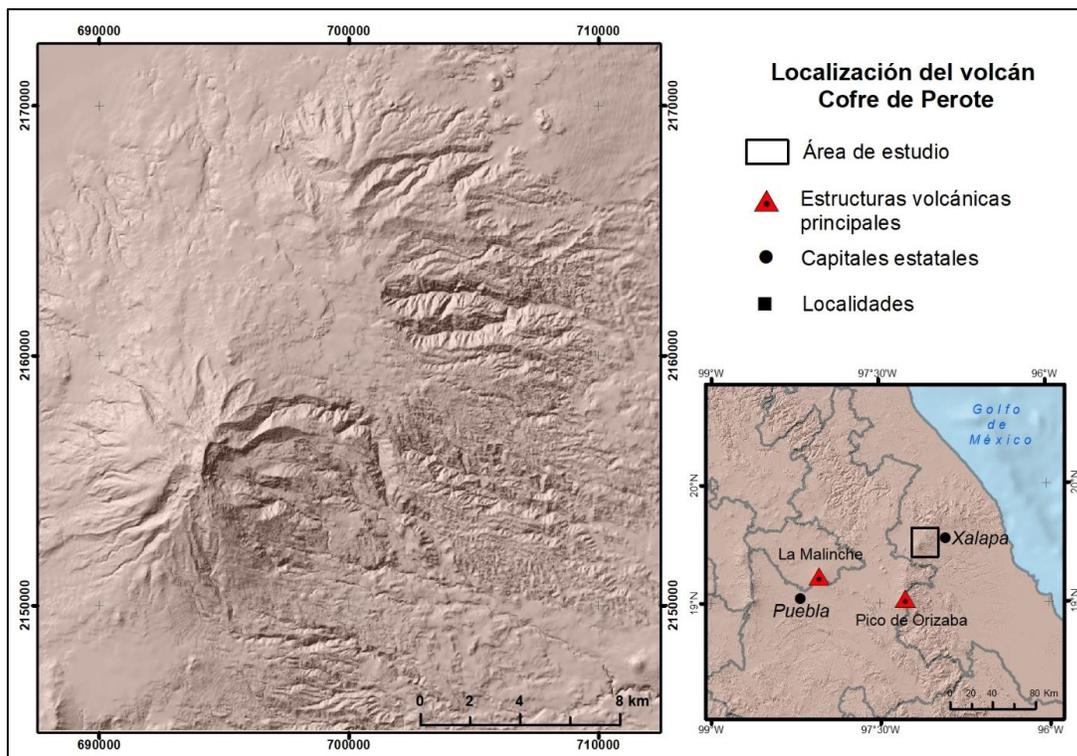


Figura 4: El volcán Cofre de Perote o Nauhcampatépetl se ubica en el centro del estado de Veracruz a 24 km al SW de la ciudad de Xalapa, alcanza una altitud de 4,282 msnm.

Yáñez y García (1982), realizaron estudios para el aprovechamiento geotérmico de la caldera Los Humeros, en este trabajo se caracterizó el basamento del Cofre de Perote, así como la Formación Teziutlán, en particular las lavas que componen esta unidad y que también se conocen como Andesita Teziutlán. Los mismos autores, elaboraron un análisis tectónico en donde identifican el máximo fracturamiento, a consecuencia de

esfuerzos de compresión laramídicos. De esta manera, explican la afectación al sótano pre-volcánico y el emplazamiento del Cofre de Perote.

Carrasco *et al.*, (2010), señalan al Pleistoceno temprano como la época inicial de la formación del edificio (1.3 Ma), esta afirmación está fundamentada en fechamientos radiométricos.

Pérez (2012), realizó estudios sísmicos, su principal aporte es un modelo sismotectónico, en él se muestra que la tectónica activa se asocia a un fallamiento normal (NW-SE), y funciona como límite de una serie de bloques corticales que descienden al S-E.

La historia eruptiva ha sido estudiada por Carrasco, *et. al.*, (2010), consideran que se desarrolló en tres etapas de construcción durante el Pleistoceno y dos etapas destructivas muy posteriores al emplazamiento.

Se han llevado a cabo trabajos específicos sobre la inestabilidad de laderas (Díaz, *et al.*, 2008; Díaz, 2009), sedimentología de los depósitos volcánicos (Rodríguez, 2010) y reconstrucción de masas glaciares (Vázquez y Heine, 2011).

A través de métodos dendrogeomorfológicos, Franco (2014), analizó la frecuencia espacio-temporal de caídas de rocas en el valle de La Teta (N-W del CP), identificando 100 perturbaciones por esta dinámica, a partir del análisis de anillos de crecimiento en pinos de la especie *Pinus hartwegii*.

## **Geología: Cofre de Perote**

La litología y su arreglo estructural, al interactuar con el clima (temperatura y precipitación), condicionan la morfología del relieve. En el análisis geológico se tomaron en cuenta los mapas realizados por Díaz (2009) y Carrasco *et al.*, (2010), con esta información se realizó una nueva versión del mapa geológico y se elaboró una leyenda que será el punto de partida para el presente estudio (Tabla 1).

El basamento sobre el cual el Cofre de Perote se emplaza es de rocas sedimentarias mesozoicas calcáreas, constituidas por calizas cristalinas intercaladas con nódulos y bandas de pedernal (Yáñez y García, 1982), este sustrato no aflora en la zona de estudio.

## **Plioceno**

### **a) Depósitos volcanoclásticos (Campo Volcánico La Gloria)**

Se trata de brechas, tobas y ceniza volcánica, que han sido removidas por la acción fluvial y depositadas en el sector S de la zona de estudio. El origen de estos depósitos está vinculado con las calderas del Campo Volcánico La Gloria.

### **b) Formación Teziutlán**

Ha sido descrita por Bustos y López (2012); Pérez (2012), como un depósito integrado por la Andesita Cuyuaco, Andesita Teziutlán, Unidad Apanteopan y Andesita Perote. En esta última existen variaciones hacia el basalto, que se encuentra soportada por detritos volcánicos de composición dacítica y andesítica que se vinculan a la formación de conos cineríticos monogenéticos.

En general, esta unidad es de estructura masiva, compacta, presenta textura porfídica y abundantes fenocristales de plagioclasas. Fechamientos realizados por Yáñez y García (1982), le atribuyen una edad de 3.5 Ma que corresponde a finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno. Sobre esta formación se emplazaron varios campos volcánicos como el Cofre de Perote. En el área de estudio, la Formación Teziutlán se distribuye a lo largo del margen S-W.

## **Pleistoceno**

### **a) Traquiandesitas basálticas a andesitas (1.3 - 0.51 Ma)**

La configuración actual del Cofre de Perote es producto de una dinámica de sobreposición y destrucción de estructuras volcánicas compuestas. Éstas se dividen en tres etapas de construcción, al término de cada una ocurre un deslizamiento volcánico que ha afectado sólo las vertientes orientales, lo que da lugar a una morfología asimétrica.

La primera etapa está representada por derrames de lava de composición traquiandesítica, traquítica y basáltica. Presentan textura porfídica y alto contenido en plagioclasas. Estos depósitos se originan en un campo volcánico antiguo constituido por domos de lava (Carrasco *et al.*, (2010).

Al analizar la espacialidad de estos materiales, la interpretación que presentamos es distinta, ya que los flujos de lava se disponen en forma radial, por lo que todo el conjunto podría corresponder a las laderas más distales de un edificio de dimensiones mayores que fue afectado por un primer colapso. Como evidencia de este hecho, se han reportado depósitos de avalancha que subyacen a flujos de lava de la etapa II de construcción del CP (Rodríguez, 2010) (Fig. 5).

#### **b) Ignimbrita Xáltipan (0.45 Ma)**

Un evento simultáneo a la construcción del CP fue la actividad explosiva de la caldera de Los Humeros. La Ignimbrita Xáltipan se integra por depósitos de origen piroclástico, fragmentos de pómez, obsidiana y líticos de naturaleza riolítica inmersos en una matriz de lapilli de granulometría areno-limosa, así como intercalaciones erráticas de tobas dacítico-riolíticas (Yáñez y García, 1982).

Su origen se asocia a erupciones explosivas ajenas al volcán CP, de las que se emitieron grandes volúmenes de material ignimbrítico, causando hace 45 mil años el colapso diferencial que formó la caldera de Los Humeros (Pleistoceno medio). Sobreyace a las lavas de la primera etapa del CP, formando discontinuidades que generan planos de debilidad y modifican las características estructurales de las rocas (Díaz, 2009).

#### **c) Traquiandesitas (0.42 – 0.31 Ma)**

En la segunda etapa de construcción del CP predominó la actividad efusiva, hasta desarrollar un edificio volcánico de grandes dimensiones que se sobrepuso al volcán compuesto de la etapa I. Otra característica del segundo pulso eruptivo, es el emplazamiento de una estructura adyacente en forma de domo en el flanco norte, que en la actualidad se conserva. Los materiales que se emitieron durante este periodo

corresponden a flujos de lava masivos traquiandesíticos, andesíticos, traquíticos y basálticos de textura porfídica, así como brechas (Carrasco *et al.*, 2010).

De acuerdo con Rodríguez (2010), el segundo edificio (etapa II) se destruye por un deslizamiento volcánico que afectó las laderas orientales. Entre los mecanismos que lo originaron se menciona, por un lado, la influencia de un sistema hidrotermal que modificó la competencia de las rocas, por otro lado, se considera la presencia de agua superficial proveniente de glaciares. En cualquiera de los dos escenarios se produjo la avalancha de escombros Los Pescados, que originó un depósito heterolitológico, mal clasificado y con presencia de bloques *rompecabezas*, el cual en la figura 5 subyace a los depósitos de la tercera avalancha.

#### **d) Traquitas (0.25 – 0.20 Ma)**

La actividad eruptiva durante la tercera etapa de construcción consistió en emisiones de lava de composición intermedia a ácida, a través de domos que se emplazaron sobre los relictos del antiguo edificio volcánico (etapa II) hace 25 mil años. Estas estructuras culminaron con las etapas de actividad del Cofre de Perote, lo que permitió el desarrollo de la acción erosivo glaciar y con ello la morfología de *caja o cofre*, característica que le da el nombre actual al edificio.

#### **e) Campo Monogenético Xalapa (CMX; 0.25 - 0.10 Ma)**

Está integrado por flujos de lava basálticos y andesitas basálticas masivos de composición máfica, con fenocristales de plagioclasas, piroxenos y olivinos que subyacen en discordancia a depósitos de escoria y ceniza. Estos materiales fueron producto del emplazamiento, hace 25 mil años, de un conjunto volcánico independiente a la formación del CP, el cual se constituye por 59 estructuras monogenéticas como conos de escoria, domos de lava y volcanes en escudo, distribuidos hacia el sector oriental de la zona de estudio (Rodríguez *et al.*, 2010) (Fig. 5).

## **f) Depósitos de avalancha**

En la etapa IV el actual edificio del CP colapsa, este evento paroxísmico ocurre hace aproximadamente 11,000 años (Carrasco *et al.*, 2010). El depósito asociado se conoce como Avalancha Xico, se caracteriza por ser heterolitológico (dacita, andesita y basalto), mal clasificado, semi consolidado y con presencia de bloques *rompecabezas*. En el área proximal al volcán se desarrollaron *hummocks*, dentro de ellos se encuentran bloques de hasta 15 m de eje mayor, inmersos en una matriz limo-arenosa, con evidencias de fracturamiento (Carrasco, *et al.*, 2010).

## **Holoceno**

### **a) Campo Monogenético Cofre de Perote (CMCP; 0.42 – 0.10 Ma)**

Al finalizar las etapas de construcción del CP, se emplaza al N un conjunto de estructuras independientes a la actividad en el edificio principal. Se compone de flujos de lava basálticos masivos, depósitos de ceniza, escoria y brechas que se emplazaron formando un campo volcánico monogenético en el sector norte del CP, en donde cubren de manera discordante a la Andesita Perote, Andesita Teziutlán y a las rocas del CMX. Este grupo ha presentado actividad desde principios del Holoceno, a partir de la construcción del volcán La Joya, siendo la erupción del Volcancillo la más reciente (870 años, dato promedio), en la que los derrames alcanzaron hasta 50 km de longitud (Siebert y Carrasco, 2002).

## **Historia Eruptiva**

Los estudios que se han realizado acerca de la geología del Cofre de Perote son escasos, sobre todo aquellos que especifican los eventos eruptivos. Los trabajos que se tomaron en cuenta para elaborar la historia eruptiva fueron los realizados por Dubroeuq *et al.*, (1998), Siebert y Carrasco (2002), Díaz (2009), Carrasco *et al.*, (2010), Rodríguez (2010) y las cartas geológico mineras E14B26 (Ramírez y Fitz, 2007) y E14B27 (Salinas y Lemus, 2007), editadas por el Servicio Geológico Mexicano. Esta información se

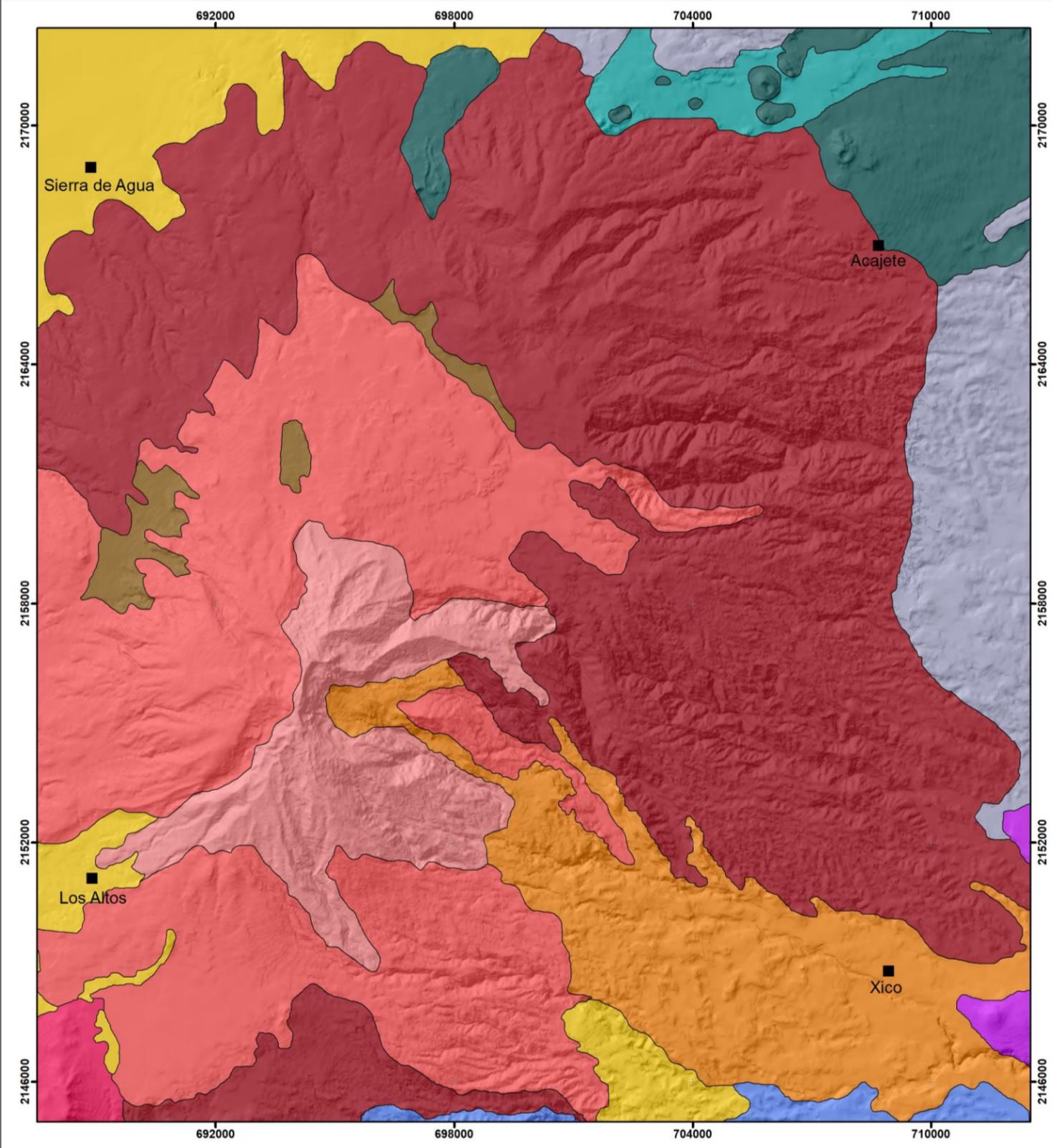
interpretó para reconstruir los eventos volcánicos y los cambios morfológicos que ha presentado el volcán Cofre de Perote desde hace 1.3 Ma (Cuadro 1).

Cuadro 1: Historia eruptiva y aspectos geológico-geomorfológicos del volcán Cofre de Perote.

PERIODO	ÉPOCA	Ma	ETAPAS DE CONSTRUCCIÓN-DESTRUCCIÓN	TIPO DE ACTIVIDAD	DESPLAZAMIENTOS VOLCÁNICOS	MATERIALES EMITIDOS Y CAMBIOS MORFOLÓGICOS	FUENTES DE SOPORTE
PLEISTOCENO	TEMPRANO	1.3	Etapa 1	Efusiva: lavas traquiandesíticas, traquíticas y basálticas	Construcción de un edificio volcánico antiguo (Antiguo Edificio Las Lajas - Xalapa)	Flujos de lava dispuestos en forma radial que constituyen el basamento de una estructura de grandes dimensiones	Carrasco, <i>et. al.</i> , (2010)
	MEDIO	-0.42		Explosiva: deslizamiento volcánico	Primer colapso	El Antiguo Edificio Las Lajas-Xalapa (1.3 Ma) se destruye parcialmente en su sector oriental. La avalancha de escombros es heterolitológica con clastos subangulosos y con presencia de bloques rompecabezas	Rodríguez, (2010)
		0.42	Etapa 2	Efusiva: flujos masivos de traquiandesitas, andesitas y traquitas basálticas	Construcción de un segundo edificio volcánico compuesto (Antiguo Edificio Los Pescados)	Una nueva estructura volcánica se sobrepone al edificio anterior. En la ladera norte se emplaza un domo que en la actualidad se conserva y es conocido como Los Conejos	Carrasco, <i>et. al.</i> , (2010) Rodríguez, <i>et al.</i> , (2010)
		0.39 - 0.42	Etapa 2	Explosiva: avalancha de escombros	Segundo colapso: Avalancha Los Pescados	Debido a la influencia de un sistema hidrotermal y masas glaciares, se generó inestabilidad en el volcán antiguo 2 (0.42 Ma), lo que provocó el colapso de la vertiente oriental. La avalancha de escombros asociada es semiconsolidada, mal seleccionada y heterométrica, el depósito se confinó en los valles. A esta actividad se le atribuye la gran cicatriz en forma de herradura	Rodríguez, (2010) Díaz, (2009) Dubroeuq <i>et al.</i> , (1998)
		0.25	Etapa 3	Mixta: emisión de flujos de lava intermedios y extrusión de domos	Definición de la morfología actual (Cofre de Perote)	Desarrollo de domos sobre los relictos del edificio antiguo 2 (0.39). Los flujos de lavas cubrieron parcialmente las laderas. Con este evento culmina la actividad en el edificio principal, lo que permitió el desarrollo de glaciares y con ello el modelado actual de <i>cofre</i>	Díaz, (2009) Carrasco, <i>et. al.</i> , (2010)
PLEISTOCENO	TARDÍO	0.11	Etapa 3	Explosiva: avalancha de escombros	Tercer deslizamiento volcánico: Avalancha Xico	El edificio sufre un colapso por tercera vez en la vertiente oriental, hecho que imprime la actual morfología asimétrica y en herradura. Se generó un depósito heterolitológico, mal clasificado, semi consolidado y con bloques rompecabezas. En el sector proximal de la ladera E, el emplazamiento de hummocks define una morfología de lomeríos	Díaz, (2009)

El análisis de las características geológicas y tectónicas, permitió comprender las condiciones que dieron origen al emplazamiento del volcán Cofre de Perote, así como la litología y los materiales emitidos a lo largo de su actividad.

El Cofre de Perote es resultado de la dinámica de sobreposición y destrucción de volcanes compuestos, durante el Pleistoceno, como evidencia de ello se tienen depósitos de avalancha en el sector oriental, este hecho le imprime la condición de inestabilidad al edificio actual. La morfología que tiene la cima en forma de caja, es consecuencia del modelado glaciar a principios del Holoceno.



### Litoestratigrafía

HOLOCENO	Depósitos aluviales		Campo Monogenético del Cofre de Perote			
	Basalto (Volcancillo)					
	Basalto					
PLEISTOCENO	Tardío	Campo Volcánico Xalapa	Andesitas	Evolución del Cofre de Perote	Etapa IV	3 Avalancha Xico
			Depósitos de avalancha			
		Basaltos				
Medio	Ignimbrita Xáltipan		Traquitas	Etapa III	2 Avalancha Los Pescados	
			Traquiandesitas			
Temprano		Traquiandesitas basálticas a andesitas		Etapa II	1 Avalancha Las Lajas - Xalapa	
		Formación Teziutlán		Etapa I		
PLIOCENO	Depósitos volcanoclásticos (Campo Volcánico La Gloria)					



Proyección: Universal Transversal de Mercator  
 Zona 14N  
 Datum: NAD83, época 2011  
 Elipsoide: GRS80

Figura 5: Mapa geológico del volcán Cofre de Perote (Díaz, 2009; Carrasco, *et. al.*, 2010 y 2021).

## **CAPÍTULO II. MORFOMETRÍA**

Es la parte de la geomorfología que estudia las propiedades cuantitativas de las formas del relieve a partir de parámetros medibles como altura, superficie, pendiente, volumen, densidad, entre otros aspectos, con el fin de explicar la relación entre los procesos modeladores y el sustrato litológico.

Este apartado tiene como finalidad analizar la espacialidad de los componentes cuantitativos del relieve del volcán Cofre de Perote, a través de distintos métodos como altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección, los cuales ponen de manifiesto la intensidad de los procesos de modelado, el arreglo litológico de los materiales y su relación con los depósitos volcánicos que integran la zona de estudio.

La elaboración de los mapas morfométricos se realizó por medio del software ArcGIS 10.5, bajo los criterios propuestos por Lugo (1988), Simonov (en Zamorano, 1990) y 1999. La cartografía resultante permitió el reconocimiento de las zonas donde la acción erosiva y acumulativa tiene mayor incidencia, esto posibilitó la distinción de la morfología que presenta el relieve del Cofre de Perote. En la interpretación de cada uno de los productos cartográficos se consideró el sustrato litológico local.

### **Altimetría**

El mapa altimétrico representa el inicio del análisis morfométrico, tiene por objetivo simplificar la información topográfica y agruparla en jerarquías donde, cada una representa un piso altitudinal distinto.

Para la elaboración de esta primera variable fue necesario procesar, dentro del software ArcGIS 10.5, información topográfica contenida en un Modelo Digital de Elevación (INEGI, 1998 y 2000) con una resolución de 15 m. De este procedimiento



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

se obtuvieron cinco mapas con diferentes rangos altitudinales (5, 7, 10, 12 y 15), los cuales fueron analizados siguiendo un criterio geomorfológico y de acuerdo con la geología local.

El mapa elegido es el de 12 intervalos de 300 m cada uno, muestra un mayor contraste de los pisos altitudinales y las diferencias morfológicas del ambiente volcánico del Cofre de Perote (Fig. 6).

A partir del análisis de la información contenida en el mapa altimétrico, que también se complementó con el mapa de pendientes, se realizó una regionalización geomorfológica que dio como resultado las siguientes regiones: I. Edificio principal, II. Laderas volcánicas, III. Piedemonte volcánico, IV. Campos Monogenéticos (IVa. Cofre de Perote, IVb. Xalapa), V. Rampas piroclásticas y VI. Planicie. Cada una de las regiones se distinguen una de otra por tener características morfogenéticas en común (Fig. 7).

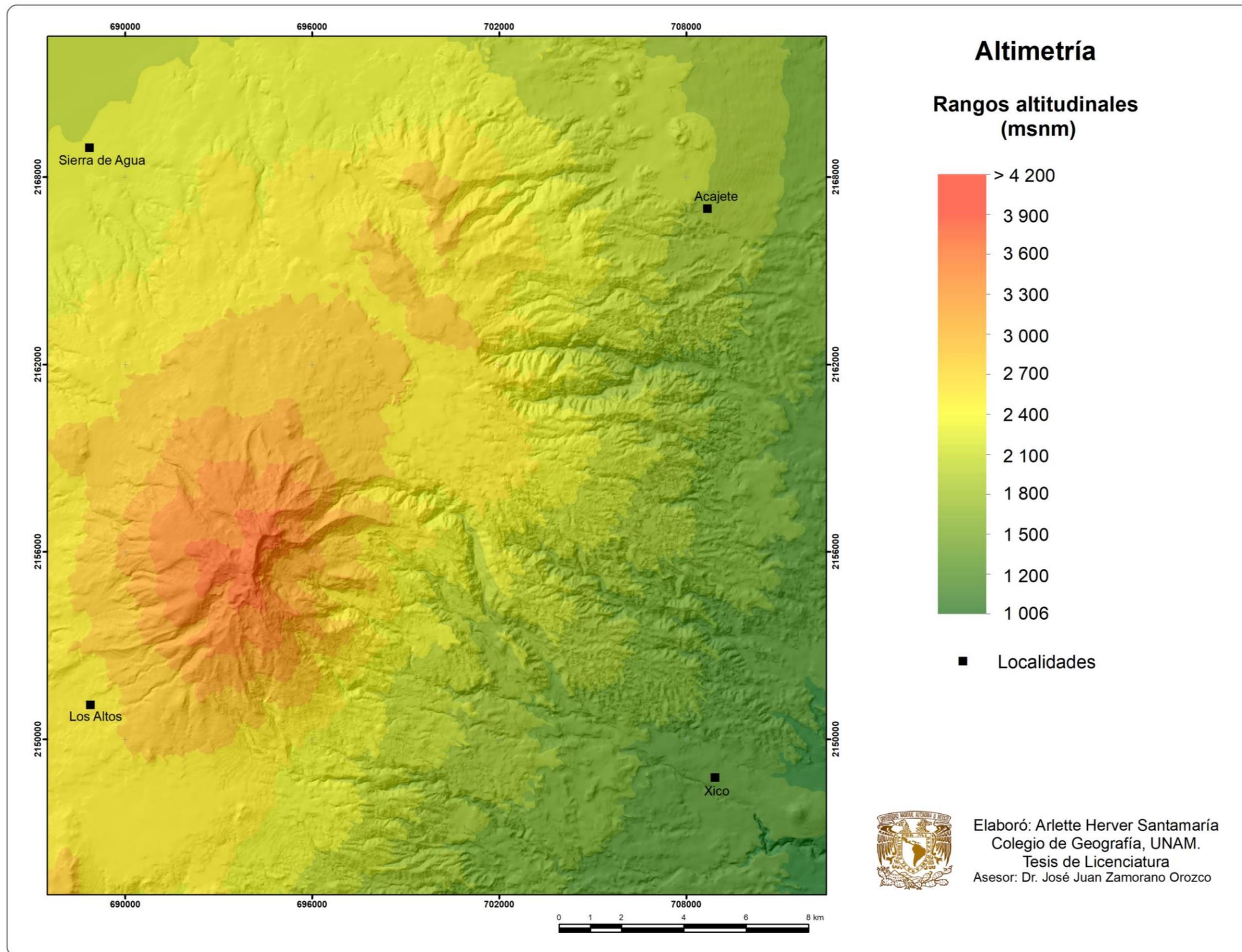


Figura 6: Mapa altimétrico del volcán Cofre de Perote y zonas adyacentes.

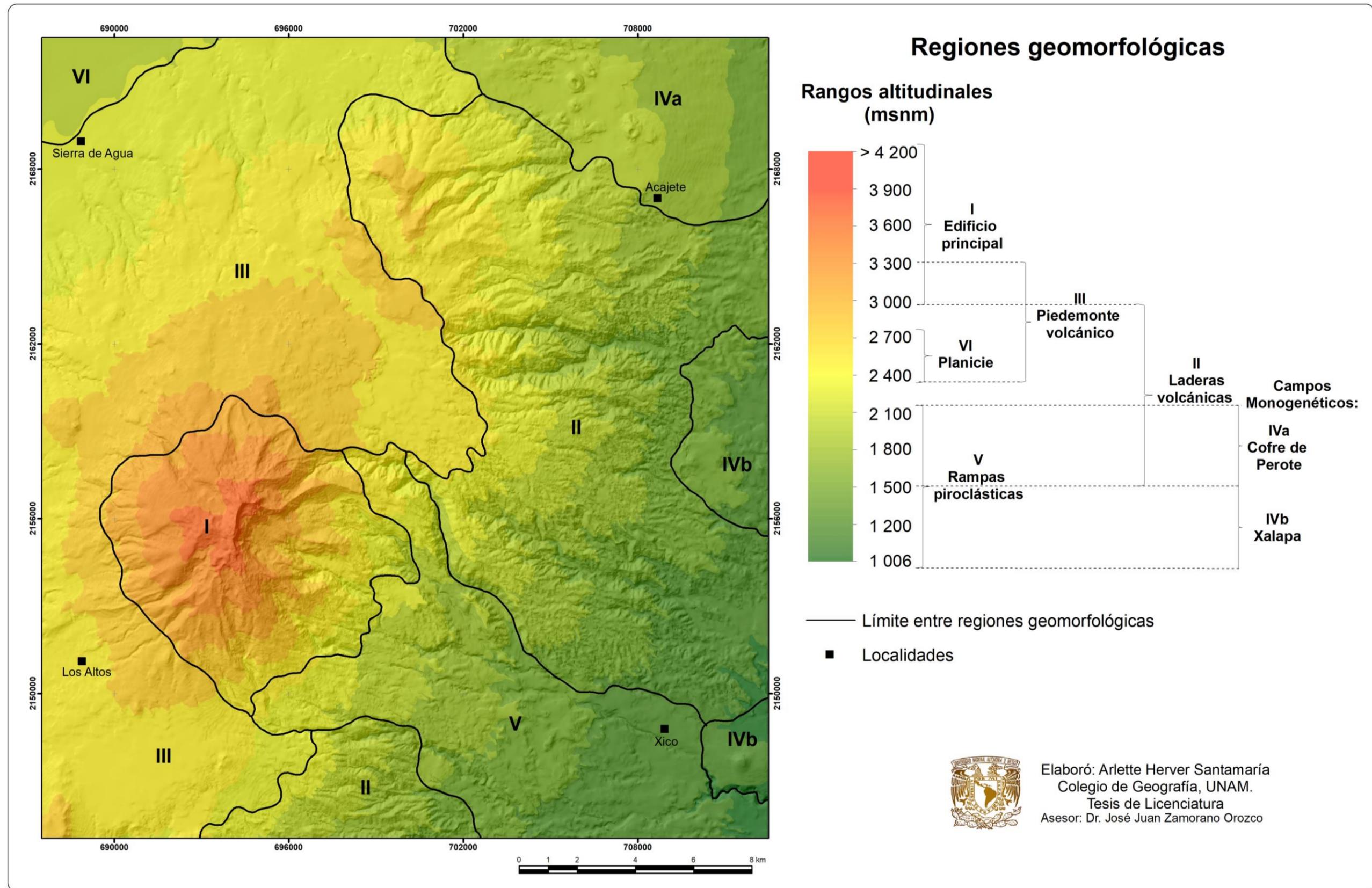


Figura 7: El mapa altimétrico se tomó como base para delimitar seis regiones geomorfológicas, con características morfogenéticas y dinámicas erosivo-acumulativas en común: I. Edificio principal, II. Laderas volcánicas tempranas, III. Piedemonte volcánico (tardío), IV. Campos Monogenéticos (Cofre de Perote IVa, Xalapa IVb), V. Rampas piroclásticas y VI. Planicie.

## I. Edificio principal

Se trata de la región que enmarca al actual Cofre de Perote, ocupa el centro oeste de la zona de estudio y se extiende desde los 3,000 msnm hasta los 4,280 msnm, valor que corresponde a la altura máxima del volcán (Fig. 7).

La morfología es compleja, se asemeja a un semicono en donde alternan laderas agudas, cóncavas e inclinadas que definen una cima plana a manera de *mesa* o *cofre*. El aspecto semicónico, se debe a la interrupción de la continuidad del volcán en el flanco este por una amplia cicatriz en forma de herradura que es cortada por otras de menor tamaño, esto permite que exista una amplitud del relieve de aproximadamente 1,300 metros en 7 km, característica que favorece el desarrollo de valles profundos e intensos procesos erosivos-gravitacionales, que se magnifican en la temporada de lluvias. El lado opuesto, al presentar una altitud gradual, la inclinación y morfología son homogéneas.

En general, las laderas con morfologías agudas están compuestas de paredes casi verticales que, en conjunto, simulan superficies *dentadas*. Son producto de los colapsos ocurridos, en las tres etapas de desarrollo del volcán. En contraste, los flancos inclinados representan pulsos eruptivos intermedios y tardíos que se encuentran dispersos en dirección oeste. La zona distal de este sector se compone de superficies cóncavas producto de la sobreposición de flujos de lavas, las cuales presentan límites escarpados.

La acción glacial presente hace 14 mil años (Vázquez y Heine, 2011), se reconoce a partir de la morfología *mesiforme* y o de *cofre* en la zona cumbral, resultado de procesos abrasivos del hielo sobre las superficies volcánicas.

La altimetría es un indicador que relaciona la morfología y el tipo de procesos exógenos que predominan en un territorio, en este sentido, la dinámica del relieve que prevalece en la región I es de tipo erosiva; en ambas vertientes los ríos aportan material proveniente de desprendimientos y caídas, sin embargo, el gran desnivel altitudinal indica que en el lado oriental, el sustrato (Etapa III) ha sido más competente a la erosión, favorecido por las extensas cicatrices de colapso. Por el

contrario, en el flanco occidental la dinámica es distinta, si bien existe denudación, esta ha logrado equilibrarse con la capacidad modeladora del material (Etapa II) formando pisos altitudinales homogéneos y valles poco profundos.

## **II. Laderas volcánicas**

En esta región los rangos de altitudes abarcan desde los 3,300 msnm hasta los 1,500 msnm. Representa el basamento de todo el conjunto, está compuesta por los primeros pulsos eruptivos del Antiguo Edificio Las Lajas - Xalapa (Tabla 1), y su emplazamiento es semiradial en torno al Edificio principal, sin embargo, los depósitos de la Etapa II de formación y de las avalanchas de escombros, interrumpen su continuidad tanto en el extremo occidental como en el oriental.

La morfología que predomina es heterogénea y está definida por barrancos amplios y profundos con interfluvios agudos y continuos, resultado de una dinámica fluvio-gravitacional intensa, que afecta el basamento del Edificio principal. Los valles, cuando alcanzan la cota de los 1 300 msnm, se unen para hacerse gradualmente más someros, hasta desaparecer o perderse en la base.

## **III. Piedemonte volcánico**

Sobreyace un declive con altitud promedio de 2 300 msnm, es característico del flanco occidental y rodea al Edificio principal por el sector poniente. En esta unidad prevalecen superficies escalonadas, sobrepuestas y de cimas convexas, que se formaron a partir del emplazamiento de flujos de lava emitidos durante la Etapa II de formación del CP.

Hacia la zona distal de esta región los drenajes se tornan subparalelos y discontinuos, definen valles poco profundos y desaparecen en la medida en que el nivel de base local tiene más influencia, que corresponde a la Cuenca Serdán-Oriental. En este territorio los ríos desarrollan conos proluviales ligeramente inclinados que se funden con la superficie subhorizontal de la cuenca endorreica en cuestión.

#### **IV. Campos Monogenéticos: Cofre de Perote (IVa) y Xalapa (IVb)**

Se conocen como Cofre de Perote y Xalapa, la altitud en ambos casos está por debajo de los 2 400 msnm, la morfología que predomina es subhorizontal-escalonada, en donde se distinguen pequeños focos eruptivos a manera de conos truncados. En contraste con las regiones II y III, los valles no son representativos, pierden continuidad e incluso desaparecen cuando ingresan a los campos lávicos.

#### **V. Rampas piroclásticas**

Integran el S-E de la zona de estudio, su altitud varía entre los 2 700-1 006 msnm. Son de origen explosivo-acumulativo y se vinculan por lo menos, con tres deslizamientos volcánicos. En general, la morfología es de una rampa intensamente disectada, de gradas y en algunos sectores de lomeríos (hummocks). Su expresión es heterogénea, característica que se pierde en la medida en que los depósitos se alejan del foco emisor.

#### **VI. Planicie**

Forma parte del centro-este de la Cuenca Serdán-Oriental, en la zona de estudio representa el extremo N-W. El origen de esta estructura es complejo, está vinculado con la acumulación de detritos fluviales, proluviales, volcánicos (lavas y piroclastos), lacustres y eólicos. Este territorio a escala regional es un altiplano, su altitud varía entre 2 400-3 000 msnm y representa el nivel de base local para el sector occidental del Cofre de Perote.

#### **Inclinación del terreno**

También conocido como *mapa de pendientes*, tiene por objetivo clasificar la superficie del terreno de acuerdo con grados de inclinación. Con esta variable, es posible deducir la existencia e intensidad de los procesos fluviales y gravitacionales. La inclinación del terreno tiene un vínculo estrecho con la fuerza de gravedad, factor

que determina el poder erosivo-acumulativo de los ríos, así como, los desplazamientos de materiales en las laderas (Fig. 8).

Con esta variable es posible vincular, la pendiente del terreno con la litología, el arreglo estructural, así como, la existencia de fracturas y fallas. Todos estos factores, determinan la morfología del relieve.

El análisis de la inclinación del terreno permitió distinguir tres zonas, cada una responde a dinámicas exógeno-acumulativas de contraste: Sector Oriental, Sector Occidental y Zona de Transición (Fig. 8).

La parte oriental presenta laderas heterogéneas en inclinación, geometría, longitud, altitud y orientación, características que son evidentes en las amplias cabeceras y profundos valles fluviales, estas formas de erosión son resultado de la actividad de los ríos Sedeño, Texolo, Tlacuilolan y Pescados, todos ellos con desembocadura en el mar.

### **Zona 1**

Está integrada por las siguientes regiones geomorfológicas: Edificio principal, Laderas volcánicas tempranas y Rampas piroclásticas, en todas ellas los valores de inclinación promedio son de 20° y llegan a superar los 40°. En esta zona predominan los procesos endógenos y exógenos. En el primer caso, se asocia con la ocurrencia de por lo menos, tres grandes deslizamientos volcánicos, hecho que definió la existencia de laderas francas y en arco (vistas en planta).

La acción glacial y fluvio-glacial es responsable del relieve abrupto característico de los terrenos que sobrepasan los 3,000 msnm. En una posición altitudinal más baja, la acción fluvio-gravitacional generó vertientes heterogéneas asociadas a los sistemas fluviales.

### **Zona 2**

El Piedemonte y la Planicie integran el sector occidental, estas regiones se caracterizan por la existencia de una inclinación del terreno < 20°. En el primer caso, se explica por la sobreposición de flujos de lava que adoptan formas lobuladas.

Estas estructuras, al estar cubiertas por capas piroclásticas de distinto espesor, suavizan o disimulan rasgos erosivos primarios (escarpes), lo que da como resultado superficies inclinadas y onduladas.

Hacia la parte distal, se observa un ligero incremento en los valores de inclinación, se relaciona con la disección de valles fluviales someros y estrechos que se tornan discontinuos. Son resultado de una red de drenaje poco desarrollada, que ha aprovechado los contactos geomorfológicos entre flujos de lava, asociados a la etapa efusiva del Cofre de Perote.

La existencia de un sustrato reciente y pendientes bajas, permite la filtración de las escorrentías, esta dinámica frena su continuidad en superficie e impide que alcancen el nivel de base local, ubicado en la planicie de la Cuenca Serdán-Oriental.

El contacto entre el Piedemonte volcánico y la Planicie es gradual, los valores de inclinación no muestran cambios abruptos ni saltos de altura importantes, varían de forma paulatina y los valles pierden profundidad hasta desaparecer en superficies subhorizontales donde predomina una dinámica acumulativa compleja representada por la intercalación con piroclastos, sedimentos lacustres y proluviales, características que se observan en el extremo N-W de la zona de estudio (Fig. 8).

### **Zona 3**

Se consideran como zonas de transición los Campos Monogenéticos del Cofre de Perote y Xalapa, presentan inclinaciones del terreno similares a los del Sector Occidental, su diferenciación está en función a su edad reciente y a la existencia de numerosos focos de emisión y no uno, como en el caso anterior.

Los Campos Monogenéticos modifican la dinámica fluvial, ya que representan una barrera para las escorrentías provenientes de los terrenos altos, debido a la interrupción de la continuidad de los barrancos, por lo que los parámetros de inclinación cambian de forma abrupta de un rango de 35-40° a 1 y 2°, este último valor corresponde a espacios que han sido manteados por depósitos de caída.

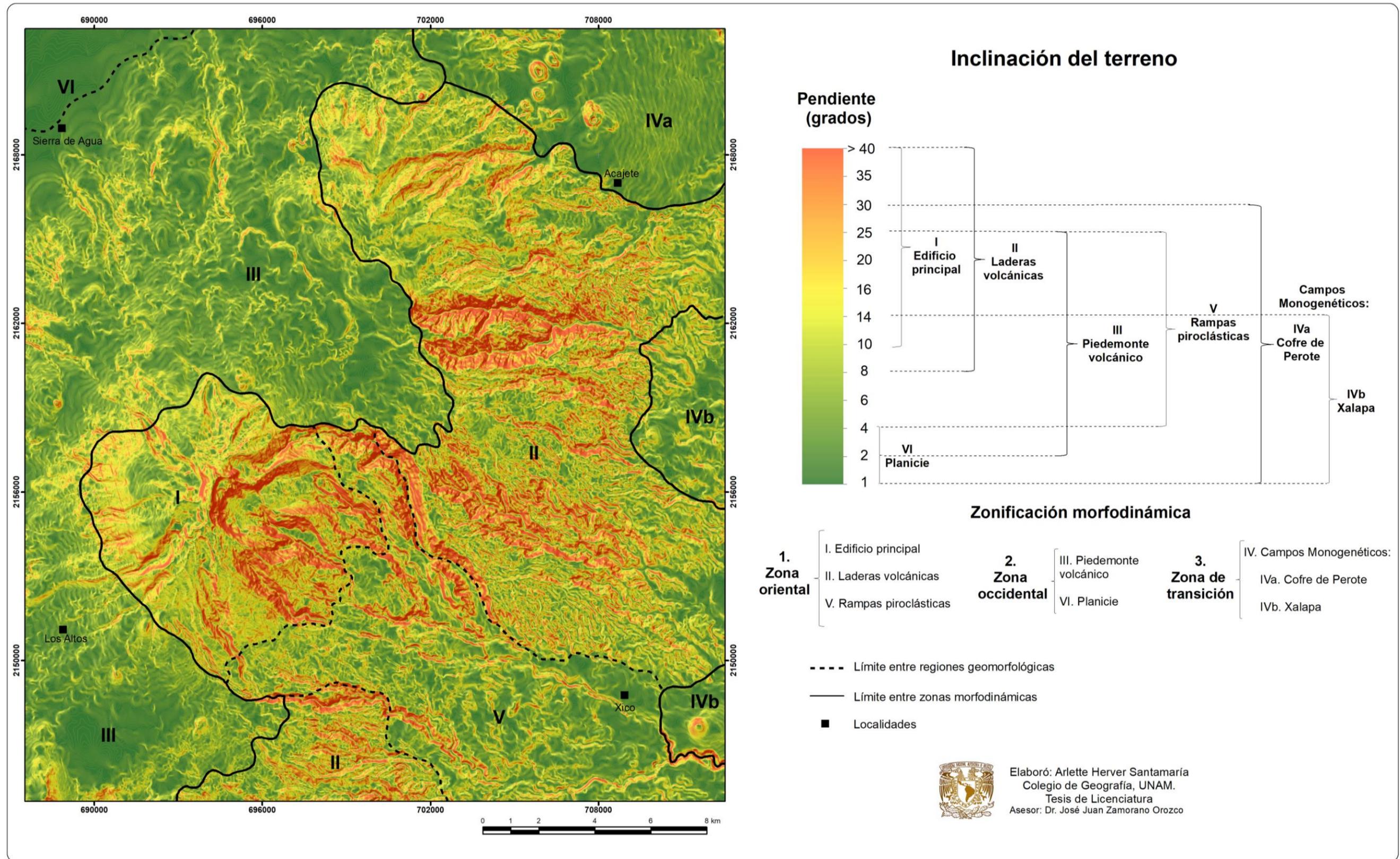


Figura 8: Mapa de inclinación del terreno, regiones geomorfológicas y zonificación de la inclinación del terreno: 1) Zona Oriental; 2) Zona Occidental y 3) Zona de Transición.

## Densidad de la disección

Con este método fue posible reconocer la longitud total de los cauces en superficies de 1 km<sup>2</sup>. El objetivo fue identificar las áreas con mayor erosión y acumulación fluvial, este análisis se acompañó con una revisión litológica y de los mapas morfométricos anteriores (altimetría, inclinación del terreno). En este sentido, se reitera que los cambios morfológicos que generan los escurrimientos dependerán de las características litológicas, estructuras disyuntivas, pendiente del terreno, condiciones climáticas, entre otros, que presente la zona de estudio (Lugo, 2015).

La elaboración de este mapa inició con el trazo de la red fluvial sobre una base topográfica escala 1: 35,000 (INEGI: 2001, 1998). Una vez concluido el proceso, se realizó la versión digital a través de ArcGIS 10.5.

Para calcular la longitud de cauces por km<sup>2</sup> se usó el método de interpolación *Natural Neighbor*, de esta manera fue posible obtener el mapa que muestra la espacialidad de la densidad de cauces en el terreno, los valores se agruparon en cinco intervalos (< 3, 3 – 5, 5 – 6, 6 – 7, 7 – 11), expresados en km/km<sup>2</sup> (Fig. 9).

El contraste observado en la inclinación del terreno muestra tres regiones con características morfológicas diferentes, cada una de ellas tienen un vínculo con la dinámica exógena, por esta razón, se toman como punto de partida en la interpretación de la densidad de la disección (Fig. 9).

En este sentido, hay que mencionar que la competencia del material, la edad y la precipitación, son factores que condicionan la densidad de cauces, se analizan a continuación junto con los valores morfométricos obtenidos.

### Zona 1

El sector oriental concentra los valores máximos de densidad de cauces (> 6 km/km<sup>2</sup>), esta característica, en conjunto con una morfología abrupta, favorecen la existencia de procesos fluvio-gravitacionales intensos, sobre los acumulativos.

La concentración de escorrentías en este sector puede explicarse por la existencia de un sustrato volcánico antiguo, estos materiales se consideran como el basamento del CP. En este sentido las rocas antiguas, han tenido un largo tiempo de exposición a la influencia de los ríos, hecho que facilitó el desarrollo de patrones de drenaje densos y complejos que definieron arreglos dendríticos. El poder erosivo de los sistemas fluviales, se potencializa a través de la existencia de laderas heterogéneas en morfología e inclinación (Fig. 9).

El Cofre de Perote representa una barrera orográfica para los vientos húmedos provenientes del Golfo de México, este hecho favorece el desarrollo de valles fluviales profundos, amplios y de fondo plano como el Sedeño, Texolo, Tlacuilolan y Pescados, todos ellos con desembocadura en el mar.

## **Zona 2**

En los terrenos occidentales, se presentan parámetros de densidad mínimos ( $< 6 \text{ km/km}^2$ ), ya que el relieve no presenta rasgos erosivos significativos, las escorrentías se tornan discontinuas y los niveles de inclinación son menores, por lo que el poder erosivo es superado por los procesos acumulativos. El sistema fluvial se encuentra poco desarrollado, algunos ríos han aprovechado los contactos entre flujos de lava recientes del CP para encajarse, sin embargo, son poco profundos y pierden continuidad en superficie debido a la presencia de materiales permeables (Fig.9).

En el extremo N-W de la zona 2, la dinámica acumulativa es la predominante y por tanto, condiciona la existencia de índices poco significativos ( $1 - 5 \text{ km/km}^2$ ), hecho que se explica por la existencia de una morfología subhorizontal que favorece los procesos deposicionales. Estos terrenos se asocian a la Cuenca Serdán-Oriental y representan el nivel de base local para algunas escorrentías que tienen su origen en laderas de mayor altura.

## **Zona 3**

Está representada por terrenos discontinuos, un total de 3, se localizan en el sector oriental y se han denominado como zonas de transición. Su origen es

volcánico reciente, forman parte de los Campos Monogenéticos Cofre de Perote y Xalapa.

La densidad de la disección en estas superficies varía de 3 - 5 km/km<sup>2</sup>, estos valores se explican por el cambio en la dinámica erosiva de los cauces provenientes de altitudes mayores. El sistema fluvial transita de tener una configuración dendrítica densa y desarrollada, a confinarse en cauces únicos con un diseño subparalelo. Esta dinámica responde a la existencia de materiales recientes, característica que no permite la formación de cauces importantes. El patrón de drenaje que predomina en estos territorios es discontinuo, poco integrado y ocupan los contactos entre flujos de lava (Fig. 9).

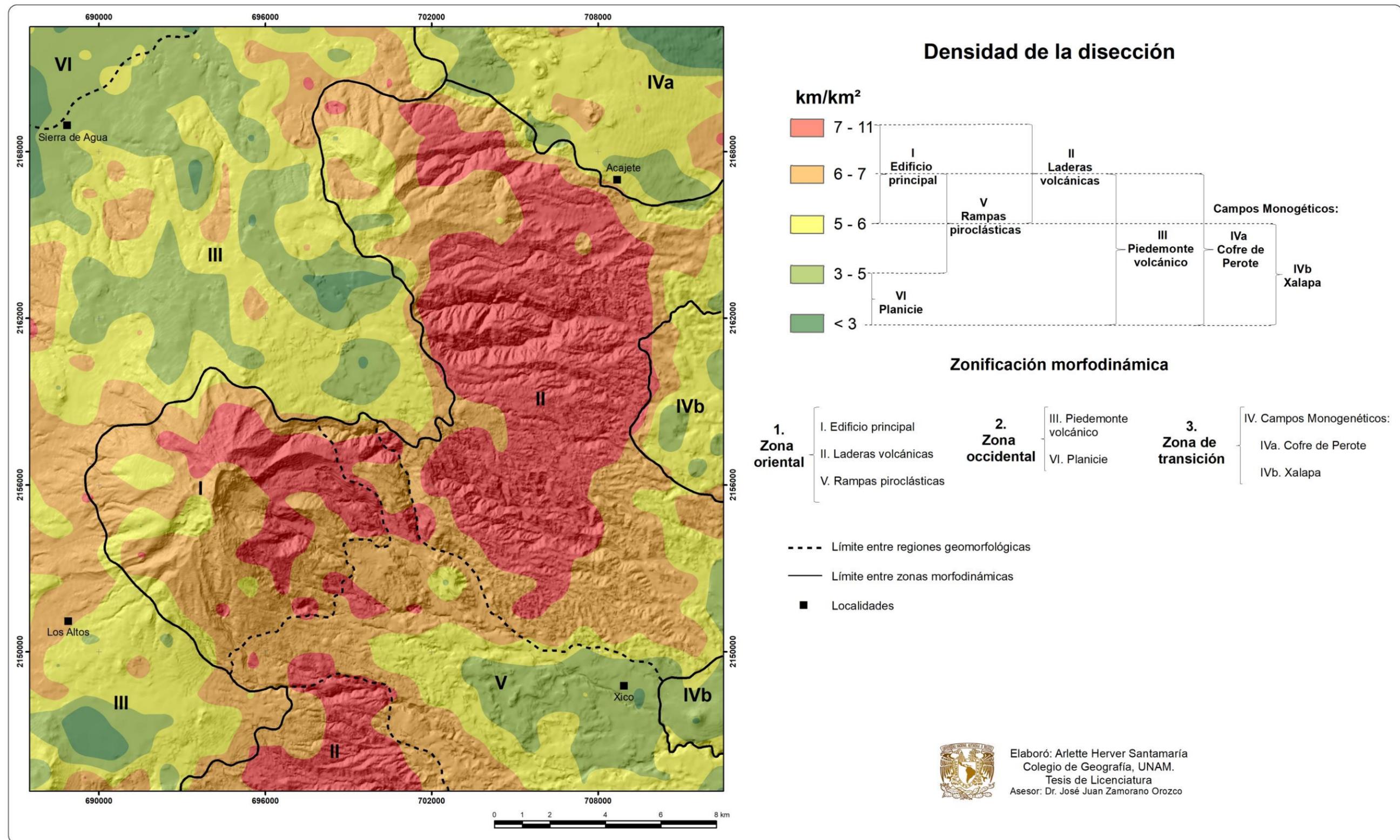


Figura 9: Los índices de densidad de la disección se disponen en tres zonas, cada una con dinámica exógena fluvial distinta: Zona 1. Oriental (> 6 km/km<sup>2</sup>); Zona 2. Occidental (< 6 km/km<sup>2</sup>) y Zona 3. Transición (3 - 5 km/km<sup>2</sup>).

## **Profundidad de la disección**

El objetivo de este mapa es mostrar el trabajo erosivo de los ríos en el plano vertical. Los valores de profundidad se obtienen midiendo la distancia entre el talweg, y la ruptura de pendiente más próxima en la ladera inferior del valle y en sentido transversal al cauce (Zamorano, 1990).

Los agentes que favorecen este proceso son los mismos que en la variable densidad de la disección, sin embargo para este caso, tienen mayor relevancia los contactos geológicos y geomorfológicos. Para la zona de estudio pueden ser de carácter estructural como fallas y fracturas, o relacionadas con el vulcanismo como el acomodo de los materiales, contactos entre diferentes flujos de lavas y avalanchas de escombros. En función de los valores de profundidad de la disección obtenidos, el relieve puede ser de erosión profunda, mediana y débil (Lugo, 2015).

En la elaboración de esta cartografía, se consideró el mismo mapa de ríos y el mallado de 1 km<sup>2</sup> de área que se utilizó como base en el análisis de densidad de la disección. En él se registraron los valores de profundidad, que después fueron interpolados con la herramienta *Natural Neighbor* del software ArcGIS 10.5, para obtener un mapa que agrupa las profundidades erosivas en cuatro rangos: < 20, 20-40, 40-60 y 60-80 m/km<sup>2</sup> (Fig. 10). El análisis de los índices morfométricos obtenidos se explicará tomando en cuenta las zonas morfodinámicas que se establecieron con anterioridad.

### **Zona 1**

Se localizan los valles más profundos de todo el conjunto volcánico (60 – 80 m/km<sup>2</sup>), en esto tiene que ver la competencia del sustrato a la erosión, se trata de un basamento intensamente fracturado pudo facilitar el desarrollo de valles profundos y densos (20 – 60 m/km<sup>2</sup>).

La profundidad de la disección está condicionada por el relieve abrupto de la corona de deslizamiento, el cual incrementa el poder erosivo de los cauces. La competencia del material también juega un papel importante en este proceso, en el sentido que los detritos volcánicos deslizados a partir del evento mencionado son susceptibles a la incisión fluvial (Fig. 10).

## **Zona 2**

En la vertiente occidental la erosión vertical no sobrepasa los 40 m/km<sup>2</sup>, ya que se suman factores como la presencia de un sustrato reciente, homogéneo, bajas pendientes y escaso aporte de precipitaciones, lo que dificulta el diseño de valles profundos, por lo tanto predominan morfologías convexas y superficies subhorizontales donde las dinámicas acumulativas son las dominantes.

En la zona más baja de este sector, se presenta un ligero aumento en las profundidades, condicionado por la existencia de contactos geomorfológicos entre distintos flujos de lavas, lo que constituye estructuras de debilidad que los ríos aprovechan para encajarse. Los valles que se forman, no son continuos, algunos se hacen gradualmente someros hasta desaparecer y otros alcanzan su nivel de base local en superficies subhorizontales, que corresponden a la planicie acumulativa de la Cuenca Serdán-Oriental (Fig. 10).

## **Zona 3**

Se encuentra fragmentada en tres porciones, todas ellas abarcan valores bajos a medios de profundización (< 20; 20 – 40 m/km<sup>2</sup>). Incluye los terrenos de los Campos Monogenéticos Cofre de Perote y Xalapa, se considera como una zona de transición, ya que los valles profundos y amplios provenientes de laderas altas, pierden su continuidad de forma abrupta, debido a la transformación de un sistema fluvial dendrítico y denso a cauces únicos con un diseño subparalelo. Estos ríos aprovechan los contactos entre lavas para incrementar la erosión vertical y alcanzar el nivel de base general en el Golfo de México (Fig. 10).

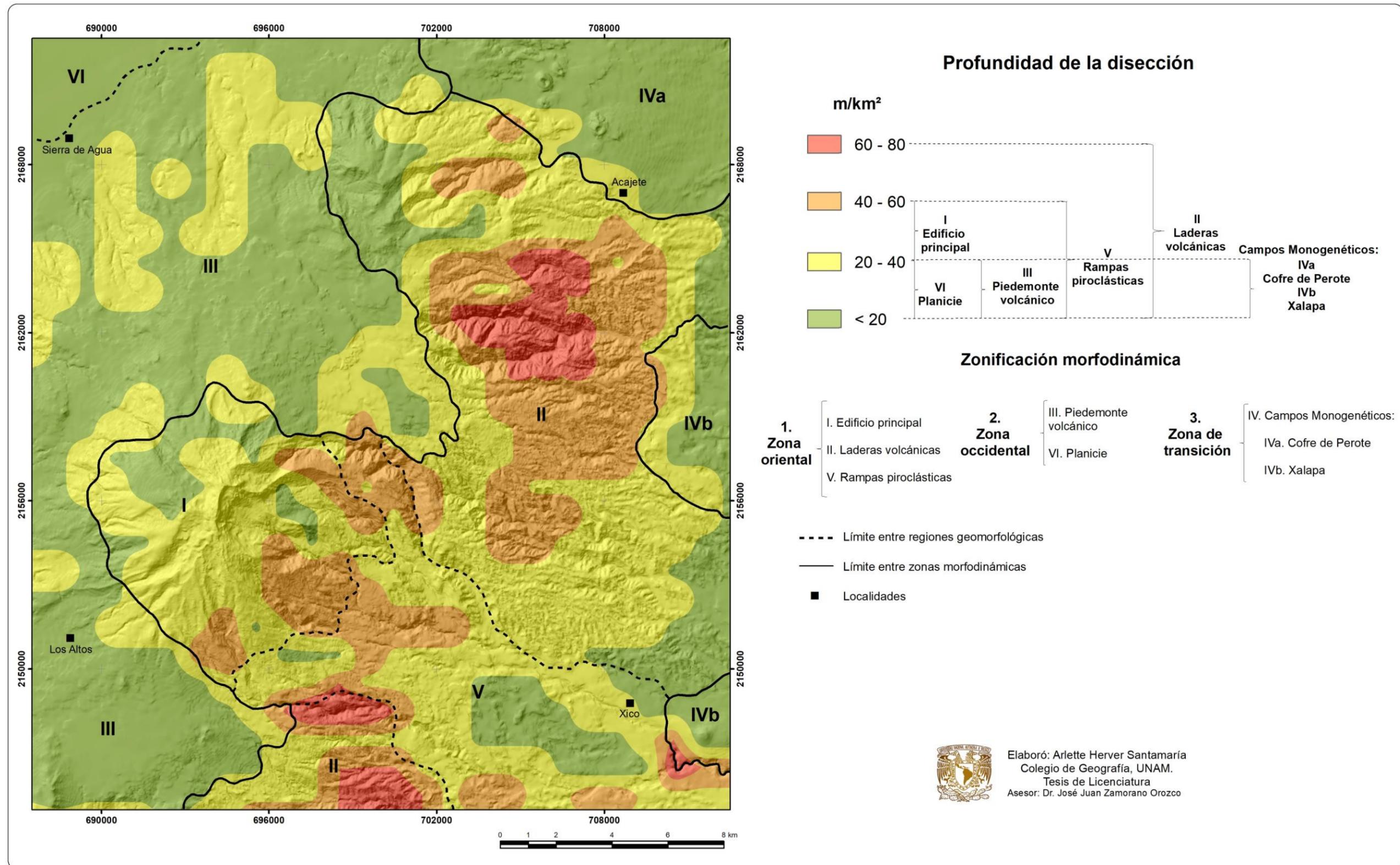


Figura 10: Disección vertical del volcán Cofre de Perote, regiones geomorfológicas y zonificación morfodinámica

El análisis de variables morfométricas como altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección, permitió realizar una valoración de la dinámica exógena, su vínculo con la morfología (Regiones Geomorfológicas) y su espacialidad.

## **CAPÍTULO III. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO**

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 del análisis geomorfológico se presentan a través de una cartografía especializada en donde, las formas se ordenan a partir de un criterio morfogenético. De esta manera, el mapa muestra la espacialidad de las formas y los procesos que han definido la expresión actual del relieve.

La presente investigación se enmarca 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 edificios volcánicos, así como los arreglos estructurales presentes en el desarrollo de este tipo de paisajes.

El punto de partida para elaborar el mapa geomorfológico fue la interpretación de 89 fotografías aéreas escala 1: 40 000 (líneas de vuelo 361, 362, 363, 365, 366 y 367; INEGI: 2000, 2004, 2007 y 2008). De esta manera, se identificaron 60 diferentes formas de relieve asociadas a la estructura volcánica, objeto de estudio de esta investigación.

Los procesos exógenos se hacen visibles por su expresión morfológica, en particular con las evidencias glaciares (erosivas-acumulativas), que al interactuar con el clima cálido-húmedo de la vertiente oriental, favorece el desarrollo de procesos fluviales, que se reconocen por la existencia de valles profundos, terrazas y superficies de deposición complejas. La vertiente continental (oeste) presenta un



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.

clima seco, donde los procesos de modelado están condicionados por escorrentías estacionales (torrentes) y la dinámica eólica.

Las formas de relieve que aparecen en la cartografía geomorfológica (Anexo) se ordenaron de acuerdo a los criterios establecidos por la Escuela Rusa de Geomorfología, en particular con los de Bashenina, (1977) y Simonov, (1985), ambos en Zamorano (1990). De esta manera, se obtuvo una clasificación morfogenética integrada por los siguientes grupos: Endógeno, Endógeno Modelado y Exógeno, misma que se presenta a continuación:

## **RELIEVE ENDÓGENO**

### *1. Volcánico acumulativo*

#### 1.1 Efusivo

##### 1.1.1 Volcán Compuesto: Cofre de Perote

##### 1.1.2 Domos

##### 1.1.3 Flujos de lavas asociados:

###### I) Cofre de Perote:

###### a) Intermedios

###### b) Tardíos

###### II) Campos Monogenéticos:

###### a) Xalapa

###### b) Cofre de Perote

###### III) Conos cineríticos y cubiertas piroclásticas

##### 1.1.4 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo:

###### a) Bocas

###### b) Levées

###### c) Llanos volcánicos

###### d) Frentes de lava

### *2. Volcánico explosivo*

#### 2.1 Destructivo

##### 2.1.1 Caldera

## 2.2 Constructivo

### 2.2.1 Conos Cineríticos

#### 2.2.1.1 Cubiertos por piroclastos

#### 2.2.1.2 Sin cubierta piroclástica

##### 2.2.1.2.1 Formas asociadas al relieve volcánico constructivo-destructivo:

a) Cráter abierto

b) Cráter cerrado

I) Labio

II) Atrio

III) Fondo

c) Sin cráter: cima convexa

#### 2.2.2 Depósitos de avalancha de escombros con morfología de:

a) Lomeríos alargados

b) Hummocks

## **RELIEVE ENDÓGENO-MODELADO**

### 3. *Volcánico*

3.1 Laderas con modelado glaciar: Cofre de Perote

3.2 Domos modelados por la acción fluvial

3.3 Volcanes de escoria modelados por la acción:

a) Fluvial

b) Glaciar

3.4 Estructuras volcánicas parcialmente sepultadas:

a) Por sobreposición de estructuras

b) Cubiertos por lavas

3.5 Relieve antecedente: modelado por la acción fluvial y/o parcialmente cubierto por lavas y piroclastos

3.6 Lavas modeladas por la acción:

a) Fluvial

b) Glaciar

## **RELIEVE EXÓGENO**

### *4. Erosivo fluvial*

#### 4.1 Cauces:

4.1.1 < 20 m (cárcavas)

4.1.2 20 – 40 m (barrancos)

4.1.3 > 40 m (valles)

#### 4.2 Cuencas fluvioglaciares

#### 4.3 Circos de erosión

### *5. Erosivo gravitacional*

#### 5.1 Corona de deslizamiento

#### 5.2 Superficie de resbalamiento

### *6. Acumulativo fluvial*

#### 6.1 Planicies aluviales

#### 6.2 Planicies complejas:

a) De origen volcánico-lacustre-proluvial y aluvial: Cuenca Serdán-Oriental

b) Antiguos valles nivelados con morfología subhorizontal

c) De origen volcánico (piroclastos) modelados por la acción eólica

d) Proluviales asociadas al acarreo fluvioglacial

#### 6.3 Abanicos aluviales

#### 6.4 Rampas:

a) Fluvio-glaciares

b) Coluviales

### *7. Acumulativo gravitacional*

#### 7.1 Depósito de deslizamiento

### *8. Erosivo Glaciar*

#### 8.1 Crestas glaciares

#### 8.2 Cares

8.3 Escalón glaciar

8.4 Circos:

a) Continuos

b) Discontinuos

8.5 Rocas “aborregadas”

8.6 Valles glaciares:

a) Continuos

b) Discontinuos

9. *Acumulativo glaciar*

9.1 Morrenas:

a) De fondo

b) Cordones

c) Terminales

d) Crestas

9.2 Abanicos-terrazas (asociados al acarreo glaciar-fluvial)

9.3 Lagos barrera

## **SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS**

I. Escarpes erosivo-litológicos

II. Contactos

III. Posición altitudinal relativa

## **RELIEVE ENDÓGENO**

Involucra formas creadas por procesos originados bajo la superficie terrestre (magmatismo-vulcanismo). En la zona de estudio este tipo de relieve es de edad reciente, afirmación que se fundamenta en la morfología primaria, característica de las estructuras volcánicas que integran los territorios adyacentes al Cofre de Perote y que se desarrolló en los últimos 25 mil años (Díaz, 2009; Carrasco *et al.*, 2010).

## 1. Volcánico acumulativo

En esta categoría se incluyen las formas creadas a partir del emplazamiento de diferentes productos magmáticos; la morfología del relieve de este tipo, está condicionada por la composición química de los materiales emitidos.

### 1.1 Efusivo

Enmarca al relieve formado en un estilo eruptivo atenuado, con bajo contenido en volátiles. En la zona de estudio las morfologías resultantes de este tipo de actividad se asocian con el desarrollo de domos, volcanes tipo escudo y la sobreposición de flujos de lavas de extensiones considerables.

#### 1.1.1 Volcán Compuesto: Cofre de Perote (CP)

Es la estructura principal del territorio de estudio, se originó a partir de múltiples episodios eruptivos, de los cuales fueron expulsados diversos tipos de materiales volcánicos a través de uno o varios focos de emisión. La composición química del magma se refleja en la alternancia de lavas y piroclastos y por tanto, la presencia de estilos eruptivos efusivos-explosivos (Fig. 11).

El emplazamiento del Cofre de Perote inició hace 1.3 Ma y continuó por más de 11 Ka. La actividad se concentró alrededor de uno o varios focos cumbrales, lo que permitió la apilación paulatina de materiales volcánicos, este hecho favoreció que en una segunda etapa eruptiva ocurrida hace 25 Ka, el edificio principal alcanzara los 4 200 msnm, este evento es responsable de la morfología de escudo que aún se reconoce en la vertiente occidental (Fig. 12) (Carrasco, *et. al.*, 2010).

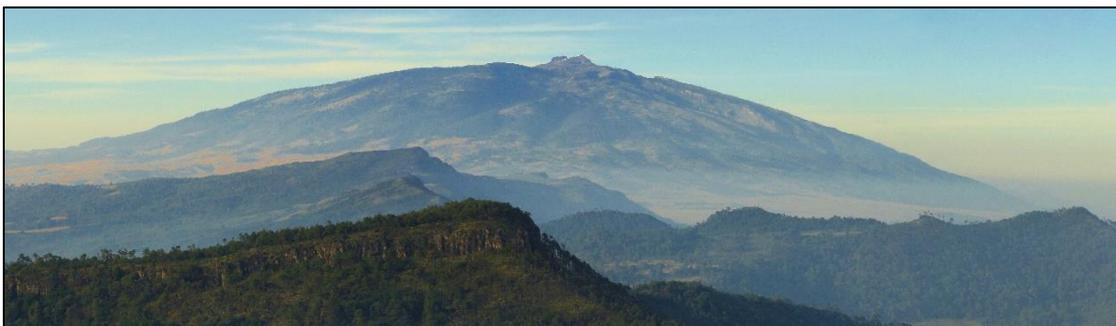


Figura 11: Morfología de escudo del volcán Cofre de Perote, desde el SW (Creative Commons, 2012).

En la evolución del CP existen registros de dos colapsos volcánicos, el primero ocurre hace 42 Ka y se conoce como avalancha Los Pescados. El segundo, lleva el nombre de Xico y se presentó hace 11 Ka. La figura 13 muestra el circo de deslizamiento volcánico asociado al evento Los Pescados, esta morfología de geometría cóncava es característica de las vertientes orientales del CP (Carrasco *et al.*, 2010) (Fig. 12).



Figura 12. Circo de colapso volcánico vinculado con el depósito Los Pescados. Este evento es responsable de la marcada asimetría de las vertientes orientales. (Romo, 2017).

Los estilos eruptivos variados y los contrastes altitudinales del relieve, son los responsables de la marcada asimetría del Cofre de Perote. En este marco, la Cuenca de Oriental representa el nivel de base local más bajo (2 380 msnm) de las vertientes occidentales del CP, hecho que explica la escasa profundidad de los valles que drenan a este sector (< 40 m). Por otro lado, existen numerosas coladas de lava que se superponen unas con otras, lo que favorece la existencia de una

geometría regional convexa-recta continua. La amplitud del relieve promedio para este sector es de 1 820 m (Fig. 13).

La expresión del relieve en esta zona, se caracteriza por la existencia de geometrías convexas-cóncavas; rectas; en gradería y subhorizontales. Las primeras, se vinculan con la acumulación de flujos de lavas intermedios y tardíos provenientes del edificio principal, los cuales se encuentran cubiertos de forma parcial por coladas y material piroclástico producto del emplazamiento de múltiples conos de escoria, en conjunto las convexidades definen la morfología de este sector. Más tarde, estos terrenos fueron afectados por la dinámica glacial, lo que favoreció el desarrollo de superficies cóncavas.

En general, las formas rectas de la mitad occidental del territorio de estudio, se vinculan con el modelado fluvial y gravitacional, responsable de la creación de rampas detríticas y de la disección de valles en contactos geomorfológicos. La sobreposición de flujos de lava, en su mayoría recientes, da lugar a la presencia de geometrías en gradería o escalonadas. Las superficies subhorizontales se relacionan con planicies complejas, constituidas por depósitos lacustres, piroclásticos y eólicos.

La morfología está íntimamente relacionada con el origen del relieve, los procesos que han actuado en él y han favorecido su evolución. La figura 14, muestra esta asociación para la vertiente occidental de manera general.

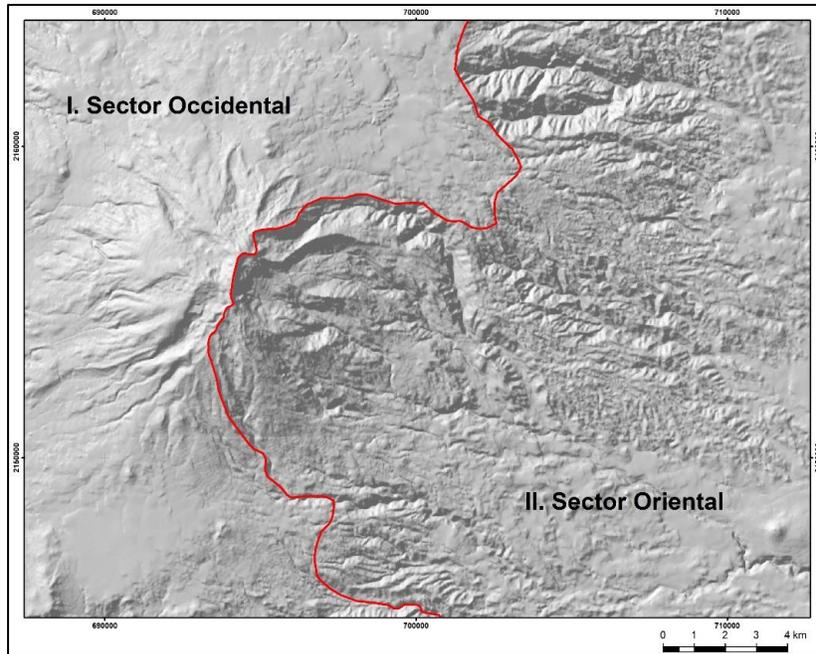


Figura 13.  Límite entre el sector occidental y oriental. El territorio occidental a escala regional, predominan las geometrías convexas y cóncavas; en el segundo, la característica principal es la existencia de superficies cóncavas y rectas.

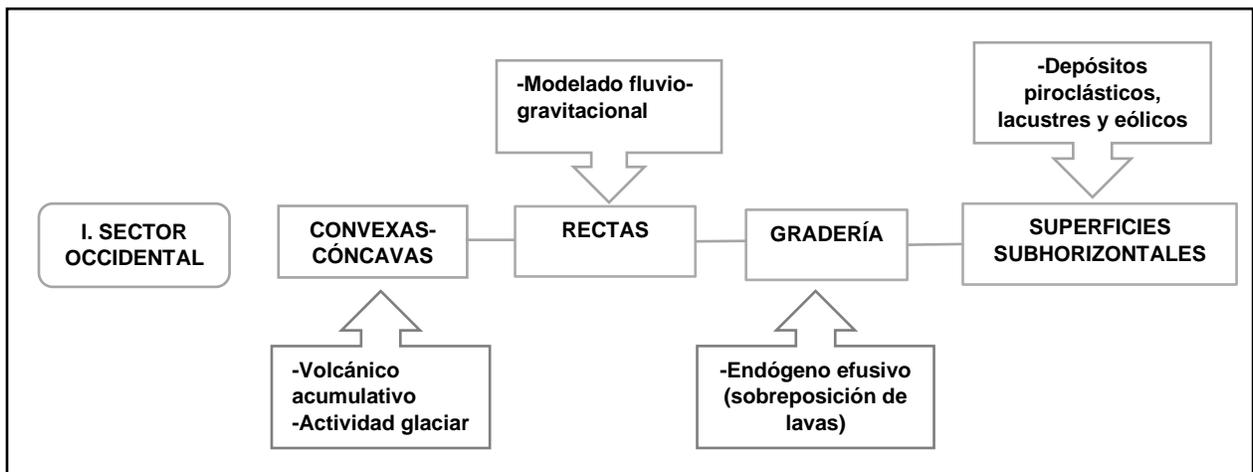


Figura 14. Morfología (geometría) y génesis del relieve en el sector occidental del CP.

El sector oriental de la zona de análisis presenta una altura de 2 560 msnm, lo que permite el desarrollo de valles profundos (> 40 m), si bien los sistemas fluviales alcanzan el nivel del mar, la menor altitud es de 1 020 msnm. La asimetría regional no sólo se hace evidente en la diferencia altitudinal (740 m), sino también en la existencia de geometrías cóncavas y rectas atribuidas a la actividad explosiva, asociada a las avalanchas volcánicas y la dinámica glaciár (Fig. 14).

Las vertientes orientales, se caracterizan por la existencia de geometrías cóncavas (lomeríos), rectas y superficies subhorizontales. En cuanto a las primeras, se vinculan con la ocurrencia de los colapsos volcánicos. Por otro lado la dinámica glaciár, aprovechó las depresiones orientales del CP para contener importantes volúmenes de hielo a manera de cuencas de niviza (22 Ka; Vázquez y Heine, 2011). De este sector, fluyeron masas de hielo hacia zonas más bajas, hecho que favoreció el desarrollo de amplios valles glaciares. Estas estructuras, más tarde, fueron ocupadas por sistemas fluviales que imprimieron sus rasgos erosivos acumulativos distintivos, en este proceso, tuvo gran importancia la actividad gravitacional.

La actividad fluvio-gravitacional es la responsable, en altitudes más bajas, de la existencia de superficies rectas-inclinadas como rampas y mantos detríticos. La morfología de lomeríos se vincula con depósitos de avalancha, mientras que los terrenos subhorizontales, corresponden a planicies fluviales, antiguos valles nivelados y, en menor medida, llanos volcánicos.

La relación entre génesis, morfología y procesos de modelado del sector oriental se muestra en la Figura 15.

En el sector oriental del CP se tienen documentados, dos colapsos volcánicos (Carrasco *et al.*, 2006 y 2010; Díaz, 2009). En este trabajo se intenta representar cada una de ellas, tomando como punto de partida la morfología de los depósitos, con este mismo criterio se ha identificado una tercera, todas ellas se explicarán más adelante en el apartado correspondiente.

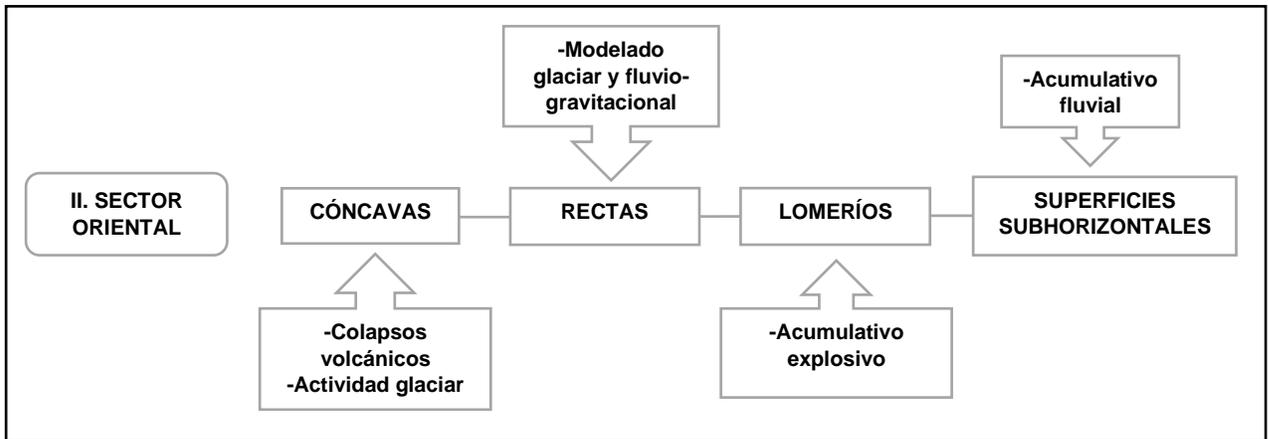


Figura 15. Morfología (geometría) y génesis del relieve en el sector oriental del CP.

### 1.1.2 Domos

Son estructuras que se originan por la lenta extrusión de magma viscoso hacia la superficie, a partir de un foco emisor. En el emplazamiento el flujo incandescente se enfría, se solidifica de forma rápida, característica que no favorece el desarrollo de coladas de lava extensas. La composición del magma (intermedia-ácida), le proporciona la suficiente resistencia para desarrollar altura y pendiente pronunciada. Estos aspectos definen morfologías variadas, desde cúpulas hasta geometrías tabulares (Gutiérrez y Gutiérrez, 2016).

En la zona de estudio se identificaron dos domos periféricos, ambos son parte del Campo Monogenético Cofre de Perote y se localizan en el extremo N-W de la zona de estudio, su disposición, en apariencia no tiene ningún arreglo estructural con los focos de emisión adyacentes a ellos. Los rasgos primarios que se observaron en las fotografías aéreas (grietas de enfriamiento y compresión), hacen suponer que tuvieron un emplazamiento reciente (Fig. 16).

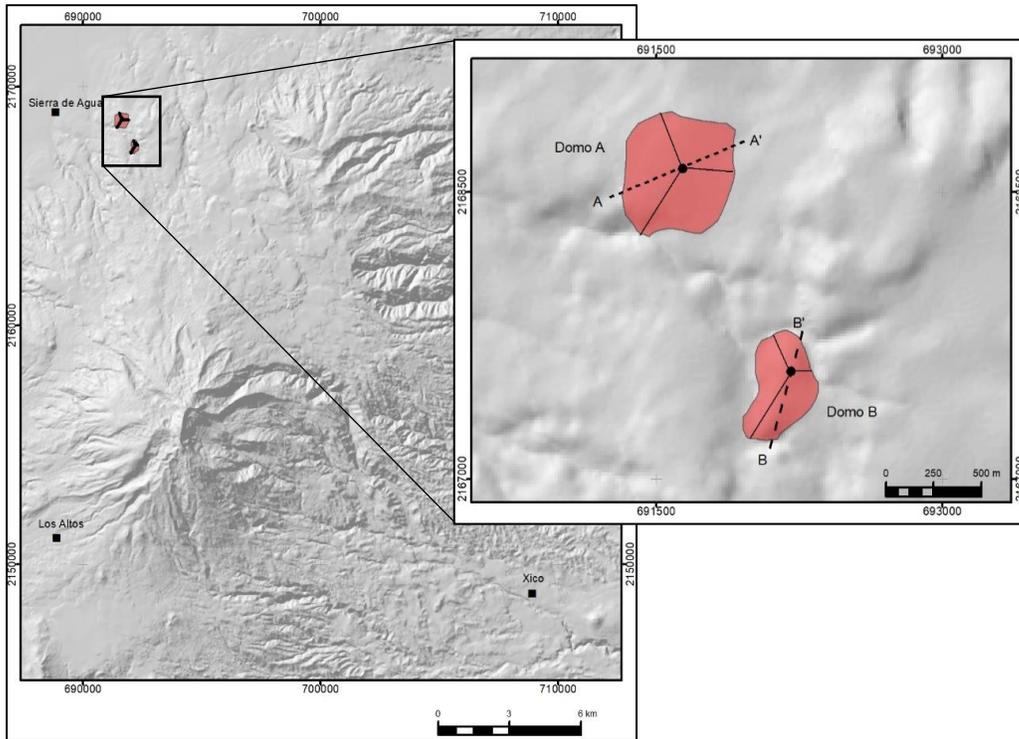


Figura 16.  Domos en el extremo NW, forman parte del Campo Monogenético Cofre de Perote. La presencia de rasgos primarios evidencia la edad reciente de las estructuras.

En la primera estructura aún es posible observar su morfología de domo convexo simétrico de cima irregular. Este aspecto responde a la existencia de grietas de enfriamiento que, en planta, presentan un diseño anular, algunos sectores de la cima están manteados con una ligera capa de piroclastos, misma que no tiene la suficiente amplitud para cubrir los rasgos primarios de esta estructura. La altura medida desde su base varía entre 35 y 40 m, el flujo de lava asociado alcanza 1.20 km de longitud, el conjunto cubre una área de 1.24 km<sup>2</sup> (Fig. 17).

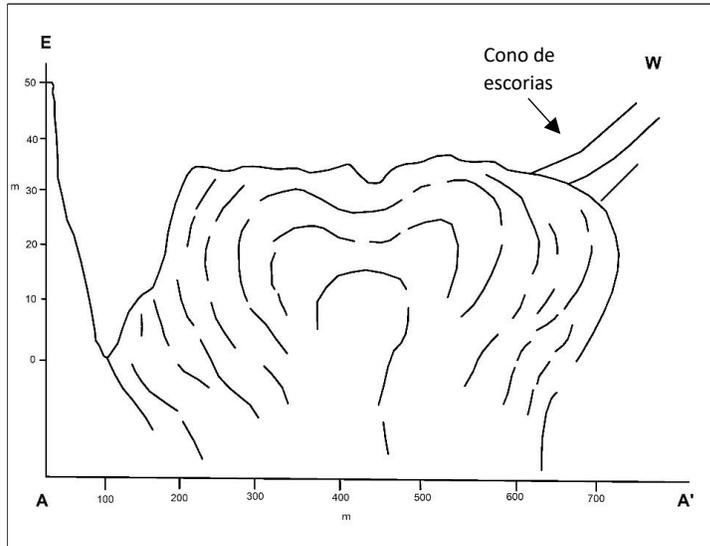


Figura 17. Domo convexo simétrico de cima irregular.

La morfología de la segunda estructura, es de cúpula asimétrica *couleé*, su desarrollo se asocia con la existencia de un terreno preexistente inclinado, que direcciona los flujos de lava a favor de la pendiente dominante (Lexa *et al.*, 2010).

La altura de la estructura es de 70 - 80 m medidos desde su base, el flujo de lava que se asocia al domo está cubierto casi en su totalidad por coladas provenientes de fuentes cercanas y el área visible es de 0.022 km<sup>2</sup>. Hay que mencionar que en los flancos del domo, se han desarrollado dos barrancos con profundidades que varían entre 20 y 40 m, característica que permite suponer una edad reciente con respecto al edificio anterior (Fig. 18).

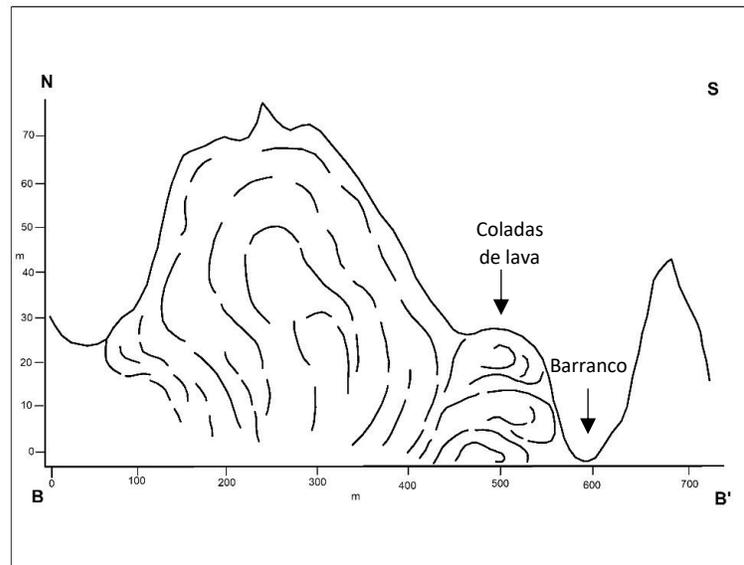


Figura 18. Domo en cúpula asimétrico coulé (Lexa *et al.*, 2010).

### 1.1.3 Flujos de lava asociados a:

#### I) Cofre de Perote

a) Intermedios

b) Tardíos

#### II) Campos Monogenéticos

a) Xalapa

b) Cofre de Perote

#### III) Conos cineríticos y cubiertas piroclásticas

La lava integra flujos que se desplazan a favor de la inclinación del terreno y adoptan morfologías lobulares, tabulares o en manto. Su longitud y espesor depende de la

composición química, viscosidad, contenido de volátiles y de la tasa de emisión. Los de tipo ácido son generalmente cortos y de fuerte grosor. Los derrames basálticos, especialmente los de estructura ondulada, son muy largos y alcanzan decenas de kilómetros (Lugo, 2015).

El relieve que predomina en la zona de estudio son los flujos de lava, estas estructuras presentan morfología y edades distintas, al estar cubiertas de mantos piroclásticos, su análisis se dificulta en algunos sectores. En su estudio, las coladas se han dividido de acuerdo a sus focos de emisión, morfología, temporalidad relativa y altura entre flujos, tomando en cuenta lo anterior se presentan los siguientes grupos:

#### l) Cofre de Perote

El edificio principal resulta de la sobreposición de flujos de lava y piroclastos, estos materiales hacen evidente la alternancia de estilos eruptivos diferentes, de esta manera el CP logró la altura y morfología característica. En este contexto, las lavas tempranas representan el basamento de secuencias posteriores, este sustrato no aflora en la zona de estudio.

#### a) Intermedios

La secuencia que sobreyace a las lavas tempranas se han denominado como intermedias, afloran en las vertientes occidentales y las del centro sur del Cofre de Perote, en ambos casos la posición altitudinal varía entre los 1 400 y los 3 200 msnm, el área visible de todas ellas es de 18 km<sup>2</sup> y se disponen de manera discontinua, debido a que la mayor parte de su superficie está cubierta por flujos de lava asociados a volcanes adventicios o a edificios volcánicos más recientes (Fig. 19).

Las lavas intermedias de la vertiente occidental tienen una longitud promedio de 2.1 km, no presentan focos eruptivos evidentes, debido a que estos se encuentran cubiertos por secuencias volcánicas vinculadas con los eventos recientes del Cofre de Perote.

La morfología en general de estas lavas es subhorizontal y responde a la existencia de mantos piroclásticos que simplifican los rasgos originales. Los procesos dinámicos que se presentan en esta superficies son los fluviales, a través del desarrollo de barrancos con 20 – 40 m de profundidad al interior de estos terrenos. Los valles más profundos (> 40 m), tienen desarrollo en los bordes, entre los contactos de los flujos intermedios y los tardíos.

Las coladas intermedias ubicadas al centro sur del Cofre de Perote alcanzan una longitud promedio de 3 km y presentan interfluvios angostos de geometría aguda, hecho que hace evidente la existencia de valles fluviales profundos (> 40 m), en donde tienen desarrollo procesos erosivos fluvio-gravitacionales intensos.

Con base en lo anterior, se puede afirmar que las lavas intermedias se caracterizaron por ser secuencias con altos volúmenes de material, lo que permitió el desarrollo de flujos potentes que cubrieron y pudieron flanquear obstáculos en el relieve preexistente (Fig. 19).

#### b) Tardíos

Los flujos tardíos se disponen de forma radial en torno a la cima del Cofre de Perote, entre las cotas de 1 940 - 3 840 msnm, la longitud promedio de las coladas es de 4.16 km y el área total suma 34 km<sup>2</sup>.

Las lavas tardías sobreyacen a coladas emitidas por numerosos volcanes cineríticos, estas estructuras se disponen a lo largo de las vertientes norte, oeste y sur del cono principal. Es posible que estas manifestaciones sean contemporáneas a los eventos en la cima, afirmación que se fundamenta en la existencia de rasgos primarios del relieve volcánico periférico (Fig. 19).

Los rasgos morfológicos primarios de los flujos más recientes del Cofre de Perote son escasos, no obstante fue posible reconocer a partir de la fotointerpretación, crestas de compresión, superficies AA, levées discontinuos y amplios interfluvios, estas características se asocian a una edad relativa reciente, la explicación de que no exista mayor número de evidencias se vincula con la actividad erosiva glaciar ocurrida hace 22 Ka (Vázquez y Heine, 2011).

La morfología en general, es convexa y subhorizontal en algunos segmentos, si bien soportan una cubierta piroclástica, aún se distinguen lóbulos y pequeñas ondulaciones en las porciones distales. En planta se definen geometrías triangulares que son más claras hacia el sector proximal, en donde también alternan con circos y valles glaciares, esta dinámica también fue la responsable del desmantelamiento de los focos principales (Fig. 19).

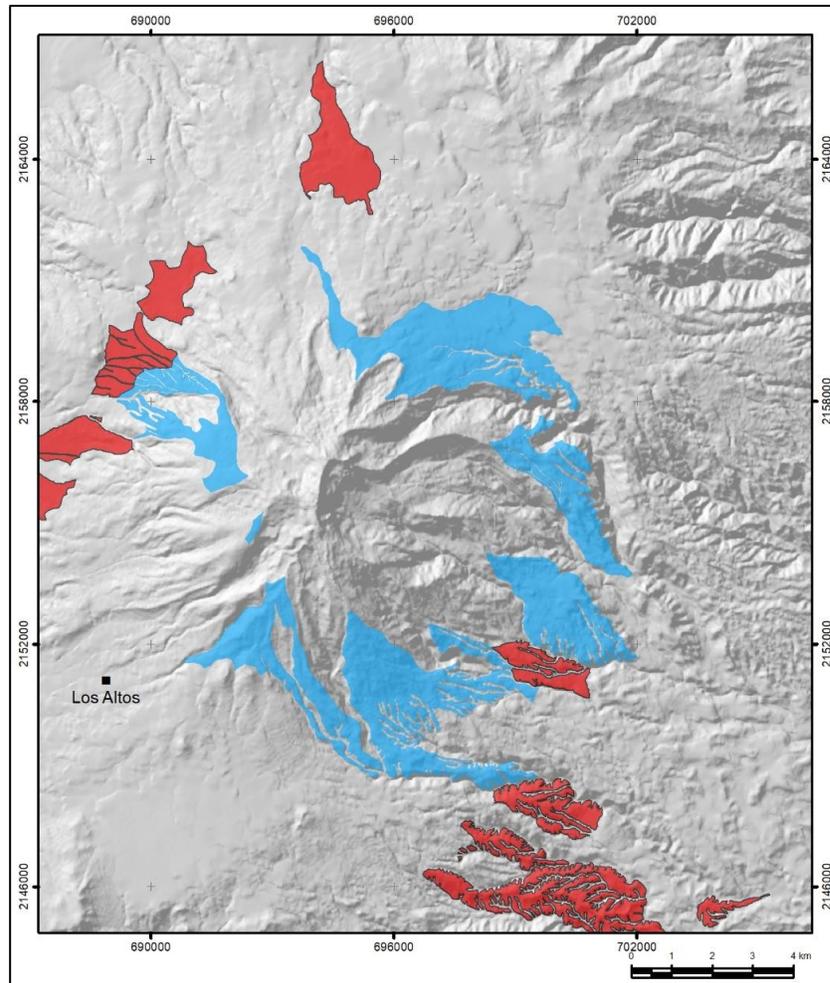


Figura 19. Flujos de lava intermedios ■ y tardíos ■ en el Cofre de Perote.

Los procesos fluvio-gravitacionales se manifiestan en las secuencias recientes de manera intensa, estos han aprovechado la concavidad del relieve glaciar

preexistente y los contactos entre lavas para profundizar, evidencia de ello es el desarrollo de valles con profundidades > 40 m.

## II) Campos Monogenéticos

En la zona de estudio existen dos campos volcánicos monogenéticos, se conocen como Xalapa y Cofre de Perote. Ambos se localizan en los extremos de la zona de estudio, el primero, al NE – SE y el segundo, al N-W (Fig. 20). Estos flujos son independientes a la formación del Cofre de Perote y su emplazamiento se considera que ocurrió hace 25 Ka y terminó hace 3 Ka (Carrasco *et al.*, 2010).

### a) Xalapa

Las lavas de este grupo se disponen sobre las laderas más bajas de la vertiente norte del CP (1 240 – 2 620 msnm), el área total es de 55 km<sup>2</sup> y su longitud promedio es de 2.6 km, sin embargo, algunos de ellos rebasan los 5 km largo.

La morfología en el Campo Monogenético Xalapa, es en lóbulos alargados, discos de lava y mantos. El primero presenta una morfología acordonada y desarrolla escarpes en los flancos y en el sector distal del flujo. En el segundo, las superficie adopta una expresión tipo AA y en el último, se combinan las dos variantes mencionadas.

La morfología mencionada responde a la composición básica y andesito-basáltica de los flujos, por último hay que mencionar que las cubiertas piroclásticas son discontinuas y de poco espesor (< 20 cm), lo que favorece la observación de los rasgos primarios que atestiguan un relieve reciente.

Debido al reciente emplazamiento de estas estructuras, el sistema fluvial es incipiente, no obstante, la dinámica erosiva comienza a presentarse a manera de pequeños circos fluviales, en su mayoría en contactos geomorfológicos entre flujos de distintas edades y depósitos de avalancha de escombros (Fig. 20).

## b) Cofre de Perote

Las lavas de este grupo se disponen entre los 2 400 y 2 900 msnm, el área total es de 54 km<sup>2</sup> y la longitud promedio de los flujos es de 1.5 km, a diferencia del Campo Monogenético anterior, las coladas son más cortas y se consideran como los últimos pulsos eruptivos de la zona de estudio (Carrasco, *et. al.*, 2010).

La morfología en el Campo Monogenético del Cofre de Perote, es de lóbulos tabulares, de cima plana ligeramente convexos y con desarrollo de levées. En donde es posible observar crestas de compresión que se alternan con superficies tipo AA y escarpes en un arreglo escalonado, estos rasgos son característicos de relieves recientes.

La morfología mencionada, hace evidente la composición básica e intermedia de las lavas que integran el campo (Siebert y Carrasco, 2002; Rodríguez *et al.*, 2010). En menor medida, existen lavas ácidas que se reconocen por su corta longitud y asociación con domos de morfología convexa en general (Figs. 17 y 18), estos elementos se localizan en el borde N-W de la zona de estudio (Cuenca Serdán-Oriental).

Los derrames del Campo Monogenético Cofre de Perote se han sobrepuesto unos a otros y adoptan una expresión en gradería, lo que fomenta el desarrollo de escarpes que han sido aprovechados por la dinámica fluvial y gravitacional, hecho que favorece el desarrollo de barrancos de entre 20 y 40 m de profundidad, este valor se incrementa hacia el límite entre los terrenos de la planicie y derrames recientes, en donde se han integrado valles > 40 m de fondo (Fig. 20).

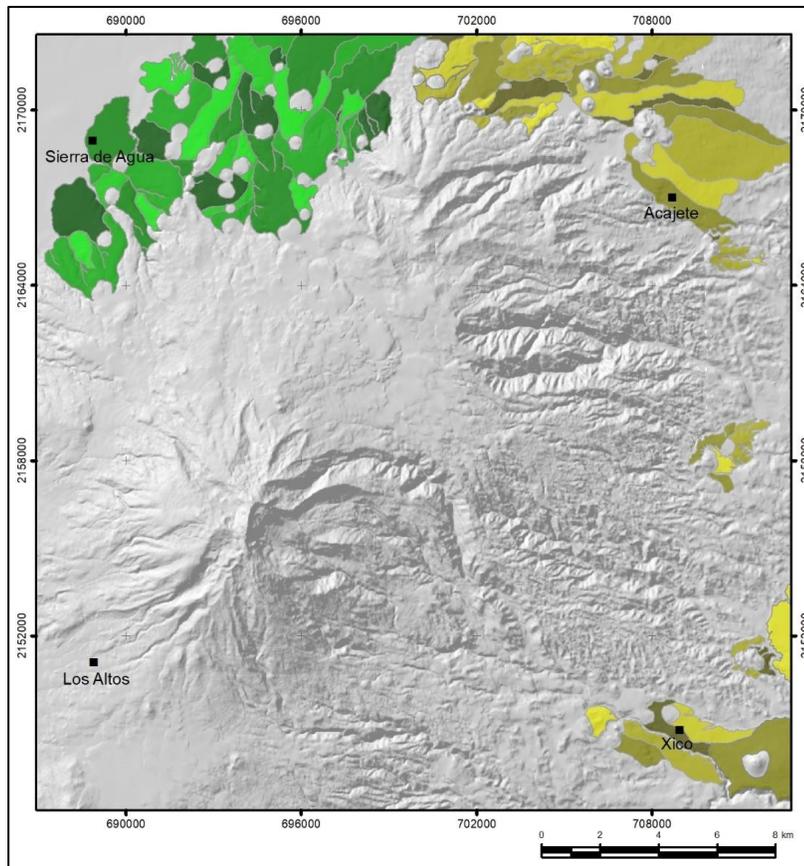


Figura 20. II) Campos Monogenéticos:  a) Xalapa;  b) Cofre de Perote. Los diversos tonos indican flujos individuales.

### III) Conos cineríticos y cubiertas piroclásticas

Las lavas que integran este apartado se asocian con volcanes efusivos-explosivos emplazados en la periferia de la estructura principal, por esta razón, su arreglo, visto en planta, es semiradial y se localizan entre las cotas de 2 040 - 3 860 msnm. La superficie que cubre este tipo de derrames, es de 87 km<sup>2</sup> y la longitud promedio es de 1.9 km, sin embargo, algunas coladas ubicadas al sur, rebasan los 7 km de largo. Estas características hacen evidente el predominio de la composición básica e intermedia.

Los flujos asociados a conos cineríticos sobreyacen, casi por completo, a coladas antiguas que se vinculan con las fases de construcción del Cofre de Perote (lavas intermedias: Fig. 19). Por otro lado, las que se localizan a una altitud > 3 860 msnm,

están cubiertas por derrames recientes que corresponden con las últimas fases eruptivas de la estructura principal.

La morfología predominante de los flujos es tabular y lobulada, en el primer caso, la cima es subhorizontal y en el segundo, convexa, en ambos casos se han desarrollado escarpes en los flancos y en el sector distal. La existencia de mantos piroclásticos *suaviza* el relieve y no permite el reconocimiento de sus rasgos primarios.

La dinámica fluvio-gravitacional se presenta de forma puntual en lavas ubicadas al norte y oeste de la cima. En estos terrenos se pierde la continuidad debido a la formación de valles glaciares y circos amplios. Por otro lado, el desarrollo del drenaje es incipiente, ya que predominan los cauces < 20 m de profundidad, no obstante, se presentan barrancos profundos (20 – 40 m), entre los contactos en lavas de periodos distintos.

Con base en los aspectos anteriores, se puede afirmar que las secuencias asociadas a los conos cineríticos, forman parte de los episodios eruptivos responsables del crecimiento en altura del CP, mismo que le concedió la morfología en escudo aún visible desde las vertientes occidentales (Fig. 21).

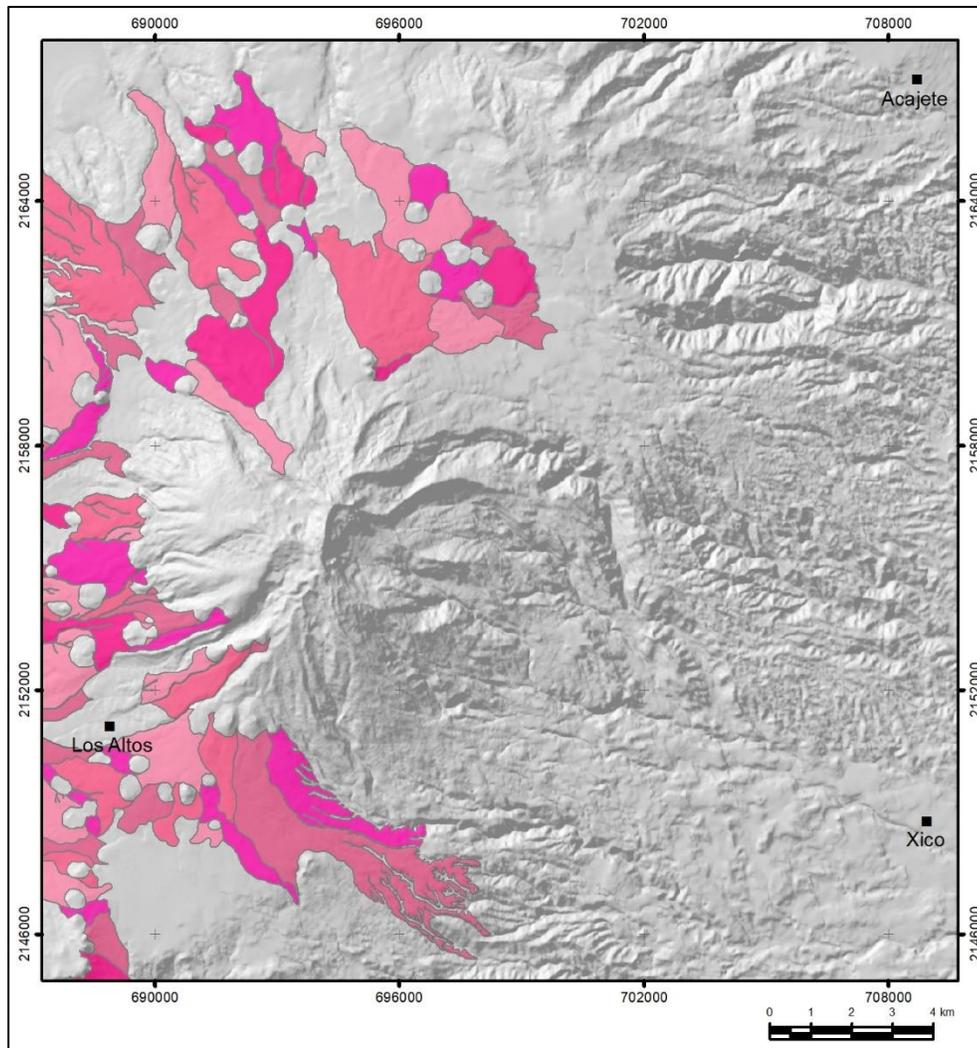


Figura 21.  III) Coladas de lava cubiertas de piroclastos y asociadas a volcanes cineríticos. Los diversos tonos indican flujos individuales.

#### 1.1.4 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo

Las formas asociadas al relieve volcánico acumulativo, se vinculan con el emplazamiento de flujos de lava que no han sido modificados de manera sustancial por procesos exógenos.

En la zona de estudio, las unidades asociadas a este tipo de relieve predominan a lo largo del sector norte, se vinculan con el emplazamiento de campos monogénicos recientes; se reconocieron las siguientes.

### a) Boca

Las bocas volcánicas corresponden a conductos secundarios por los que fluye el magma hasta la superficie, no desarrollan edificios, por lo que su morfología se asemeja a cráteres o depresiones semicirculares. Se disponen cerca de la base de los conos de escoria.

El proceso de formación se explica a partir de los esfuerzos generados por movimientos ascendentes de reservorios de magma, éstos aprovechan zonas de debilidad que generan fracturas por las que el material emerge a la superficie (Yokohama, 2015).

En la zona de análisis se identificó una boca volcánica, se localiza en la porción norte y forma parte del Campo Monogenético del Cofre de Perote. Tiene un diámetro de 95 m y se asocia con un flujo de lava de 1.7 km de longitud. Es una de las estructuras que representa la actividad volcánica más reciente ocurrida hace 3 000 años aproximadamente (Carrasco, *et.al.*, 2010) (Fig. 22).

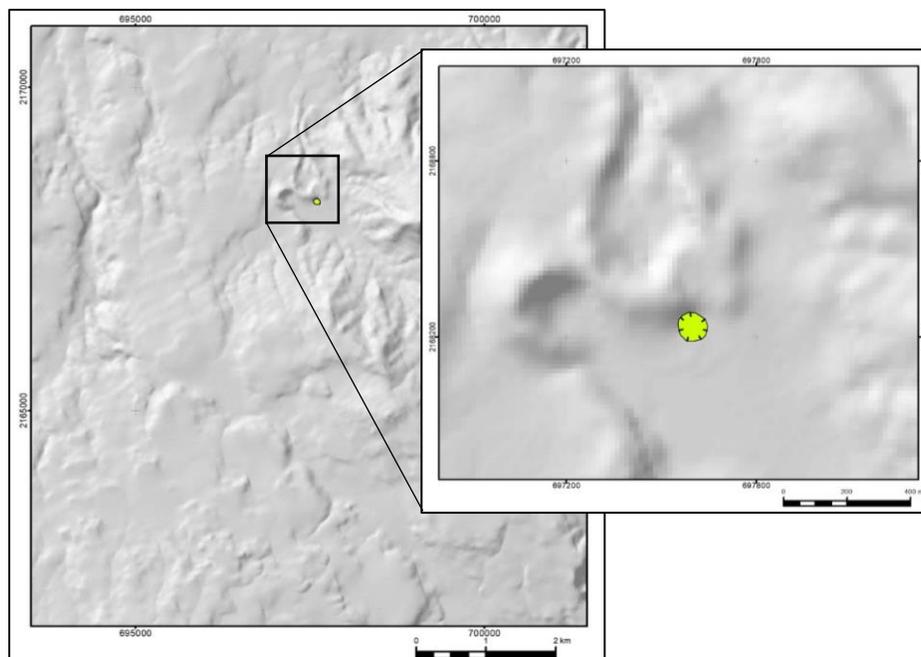


Figura 22.  Boca volcánica. Forma parte del Campo Monogenético del Cofre de Perote, ubicado al NW de la zona de estudio.

## b) Levées

Los levées son formas alargadas y angostas semejantes a diques, se encuentran dispuestos en los bordes de los flujos de lava. Se desarrollan debido al enfriamiento rápido de los márgenes, los cuales presentan mayor resistencia a fluir que en el área central, en consecuencia, el material acumulado en los bordes va ganando altura, por lo que el derrame tiende a encauzarse (Harris y Rowland, 2015).

En el territorio de estudio, se identificó un par de estas estructuras, forman parte de las coladas de lava provenientes de volcanes de escoria y bocas volcánicas, pertenecientes al Campo Monogenético Cofre de Perote (Fig. 23). Tienen una longitud de 1.34 y 1.20 km, su altura aproximada es de 8 y 6 m (Fig. 24), su morfología es a manera de paredes angostas de cima convexa, son sinuosos en toda su extensión y se vinculan con la última manifestación efusiva de su foco emisor. Al conservar sus rasgos primarios, se consideran de edad reciente.

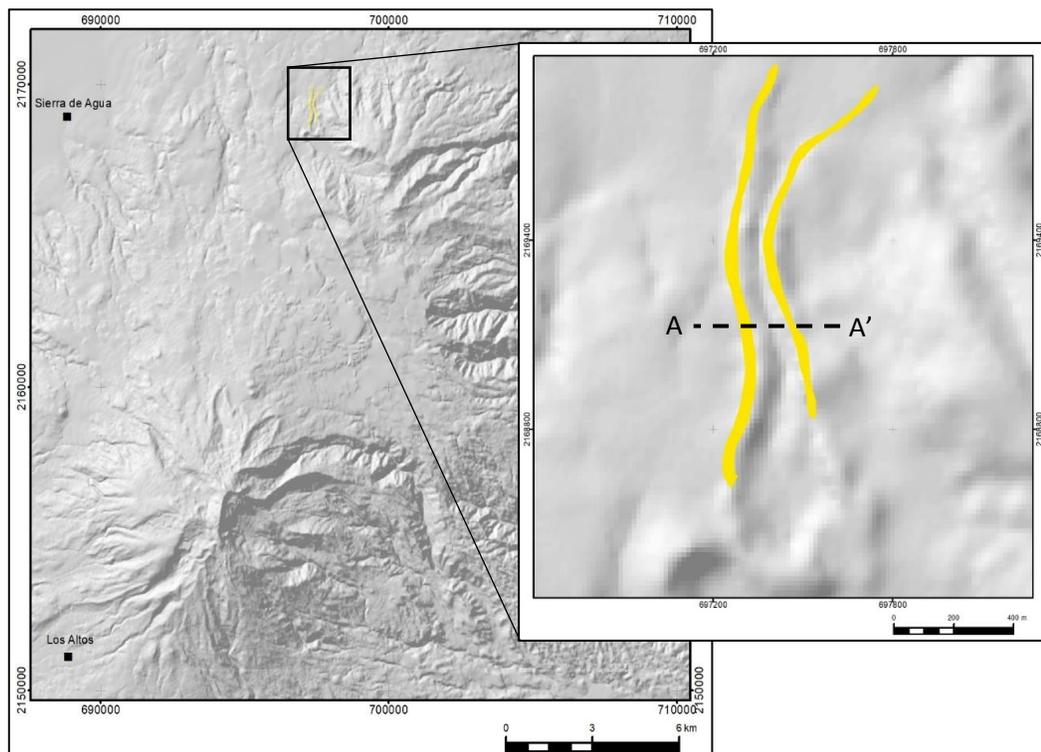


Figura 23.  Levées identificados al norte del Cofre de Perote, se localizan sobre coladas de lava provenientes de estructuras recientes.

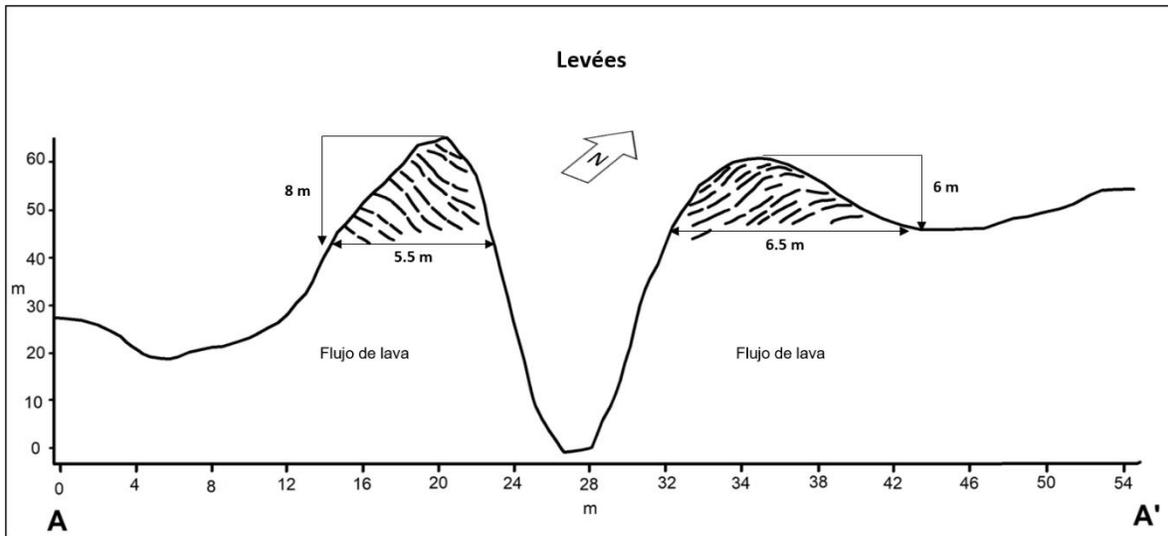


Figura 24. Perfil que muestra la disposición de los levées desarrollados en una colada de lava del Campo Monogenético del Cofre de Perote.

### c) Llanos volcánicos

Corresponden a espacios confinados entre flujos de lavas, se originan cuando éstas cesan su avance y no alcanzan a cubrir toda la superficie. Lo anterior se debe a diversos factores como, la disposición a contrapendiente del terreno preexistente con respecto a los derrames, una posición altitudinal mayor o la coincidencia de varios flujos. En consecuencia, se forman depresiones con un piso subhorizontal con ligera inclinación, que suele estar ocupado por depósitos piroclásticos, aluviales o coluviales.

En la zona de estudio los llanos volcánicos se localizan en el sector norte, representan la frontera entre flujos cortos provenientes de volcanes monogenéticos recientes y estructuras antiguas. Presentan una morfología subhorizontal con ligera inclinación que corresponde con la pendiente regional del terreno.

Algunos llanos funcionan como receptáculo del sistema fluvial local, lo que ha permitido la formación de abanicos proluviales constituidos por detritos fluvio-glaciares y piroclásticos (Fig. 25)

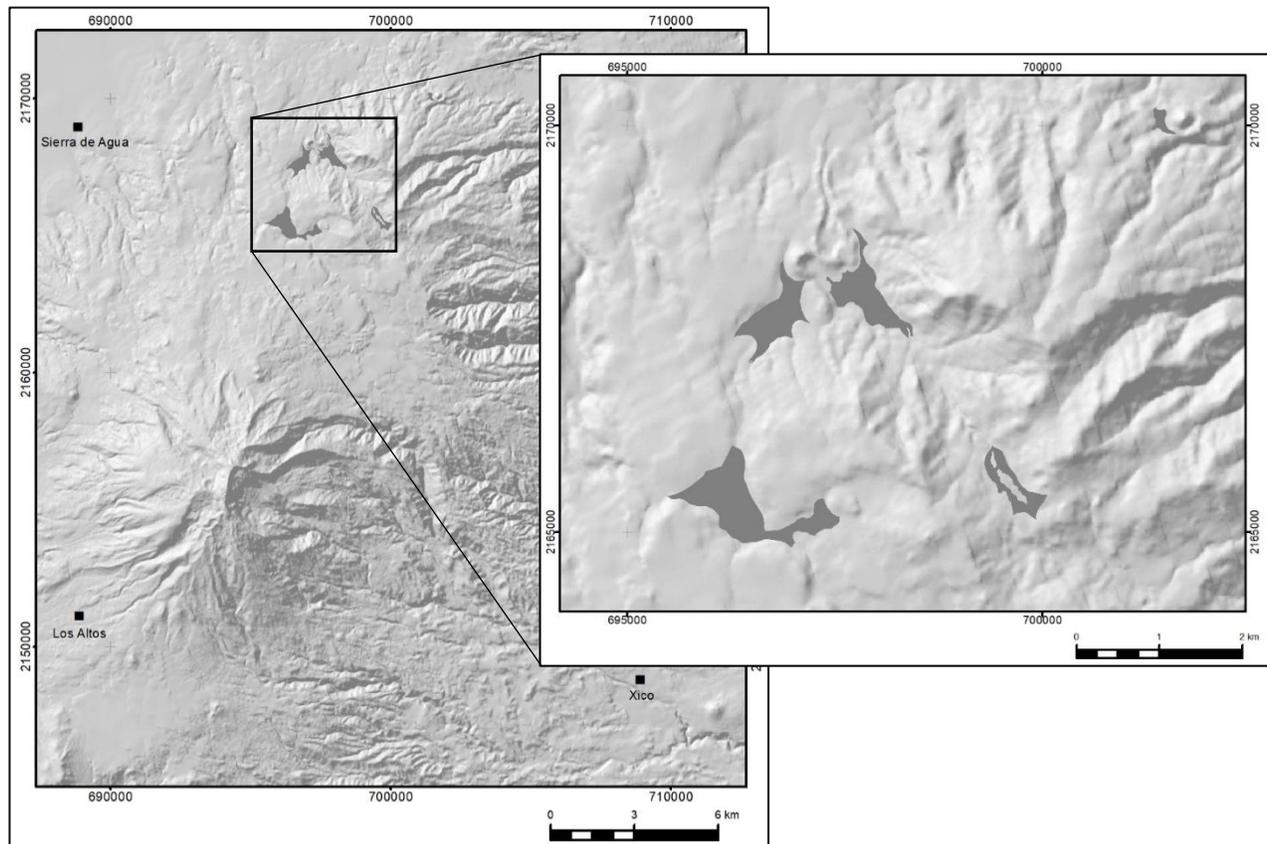


Figura 25. ■■■ Llanos volcánicos. Representan la frontera entre flujos de lava recientes y estructuras tempranas.

#### d) Frentes de lava

Las laderas con inclinación abrupta, por lo general  $> 30^\circ$ , se han denominado como frentes de lava. Y tienen desarrollo en los márgenes laterales y frontales de los flujos. Cuando éstos se detienen, se solidifican y comienza la formación de grietas de enfriamiento.

Los frentes de lava definen escarpes cuya altura está en función del espesor del derrame, estas estructuras pueden presentarse individuales o sobrepuestas a manera de gradas. Los procesos que favorecen la evolución de este tipo de relieve, son los gravitacionales, en particular las caídas. En la mayoría de los casos, forman pequeños mantos coluviales al pie de las paredes rocosas, a manera de una incipiente rampa.

Los ríos en estos territorios se caracterizan por hacer recorridos cortos, debido a que la mayor parte del caudal se filtra aprovechando la porosidad de este sustrato. De esta manera, las cárcavas y los barrancos (20 – 40 m), no tienen un origen erosivo-fluvial, al tratarse de contactos geomorfológicos los escurrimientos aprovechan la depresión existente para emplazarse, esta característica es típica de los terrenos volcánicos recientes (Fig. 26).

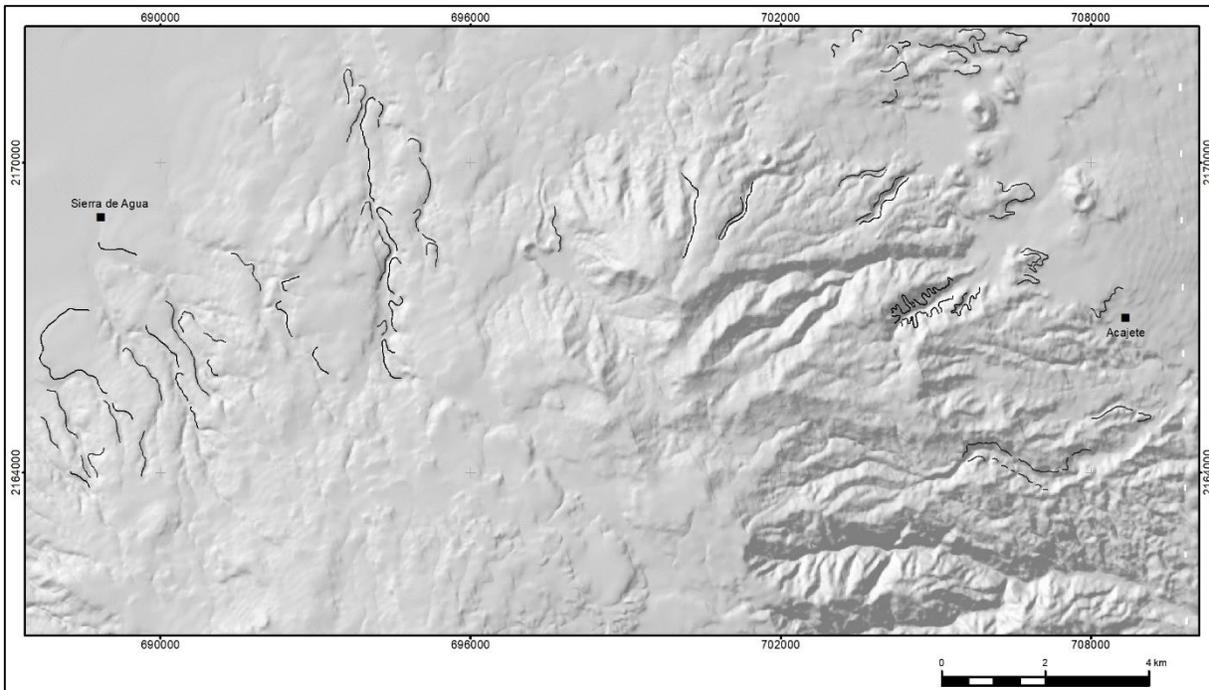


Figura 26.  Frentes de lava en el sector distal y lateral en las coladas recientes del sector norte del Cofre de Perote.

## 2. Volcánico explosivo

En este grupo se incluyen los relieves asociados a episodios eruptivos violentos, los cuales provocan la destrucción total o parcial de las formas preexistentes, este proceso tiene la particularidad de crear nuevas morfologías a partir de la acumulación de los materiales expulsados durante estas etapas.

## 2.1 Destructivo

Enmarca al relieve negativo formado a partir de un estilo eruptivo explosivo, el cual genera, en la mayoría de los casos, depresiones y la destrucción parcial o total de estructuras volcánicas.

### 2.2.1 Caldera

En la zona de estudio existe una estructura que se reconoce como caldera, se localiza al SE del poblado Sierra de Agua, se trata de un cráter amplio asociado a un estilo eruptivo explosivo violento, que destruyó las laderas del NW, quedando el resto de ellas, a manera de herradura (1.40 km de amplitud de arco). En el proceso explosivo-destructivo, las vertientes existentes perdieron parte de su altura, característica que imprime una morfología de depresión abierta, en donde el fondo de cráter no se reconoce, ya que está cubierto por lavas que alcanzan 4 km de longitud y se disponen con rumbo N-W.

Los terrenos que corresponden al fondo de cráter, están bordeados por laderas de escoria de poca altura que pertenecen al atrio. La dinámica sobre toda la estructura es erosivo-fluvial, y se reconoce a través del desarrollo de canales y cárcavas de profundidad < 20 m, que desmantelan las cubiertas piroclásticas existentes sobre la caldera y sus depósitos asociados (Fig. 27).

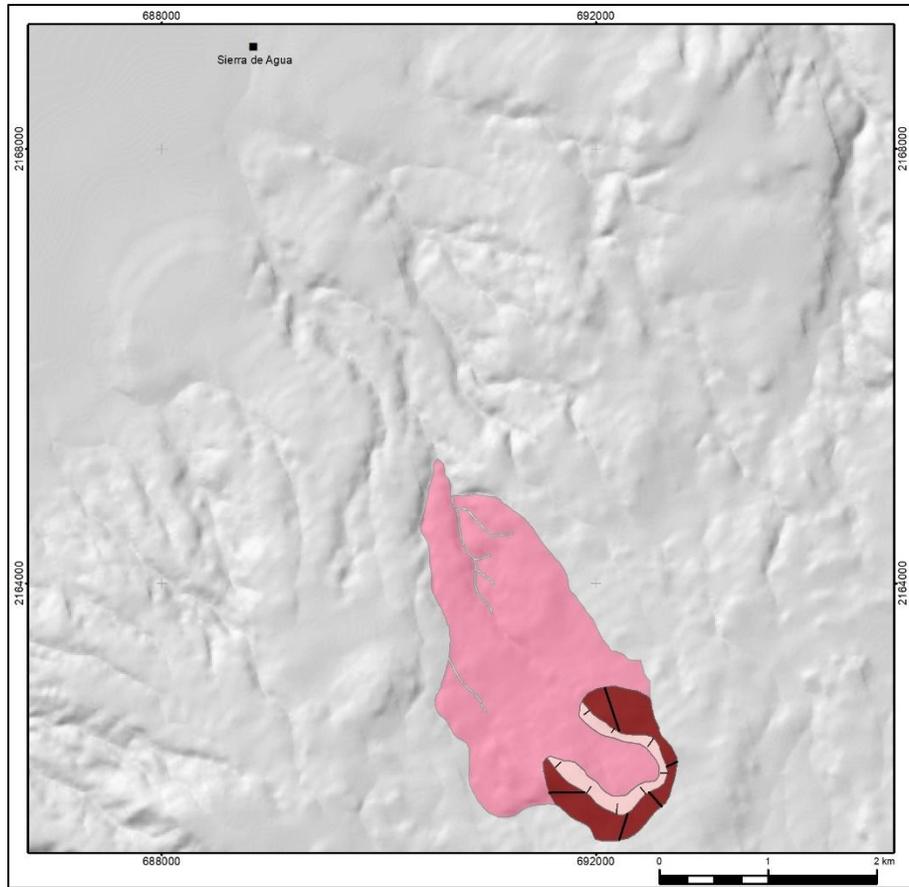


Figura 27.  Laderas exteriores de la caldera en herradura;  atrio y lavas asociadas.

## 2.2 Constructivo

En este apartado, se explican las formas de relieve acumulativo-constructivo asociadas a los eventos explosivos.

### 2.2.1 Conos cineríticos

Este tipo de volcanes son los más comunes en la zona que se estudia, se disponen en campos o de manera individual, en ambos casos están vinculados con las etapas eruptivas de la estructura principal. La morfología característica es en cono truncado y están integradas por escorias, cenizas y lavas en la base de los edificios.

Los conos cineríticos se consideran recientes, debido a que es posible reconocer en ellos rasgos primarios como el labio de cráter, superficie cumbral de morfología plano-convexa semicircular, que separa las laderas del atrio y fondo del cráter; de las exteriores, que integran el cono. En todos los elementos mencionados, la influencia erosivo-fluvial es mínima.

La altura de los conos cineríticos varía entre 200 y 230 m, presentan un diámetro basal de 500 a 660 m. En total se reconocieron 137 estructuras de este tipo, se han dividido para su explicación en dos grupos, el primero, se caracteriza por la existencia de cubiertas piroclásticas que al cubrir la mayor parte de los rasgos primarios define una morfología convexa en la cima. Las cubiertas volcánicas provienen de estructuras adyacentes contemporáneas. El segundo grupo, se vincula con las últimas etapas de actividad, por lo que sobre ellos los mantos de detritos volcánicos no existen o son incipientes (Figura 28 y 29).

#### 2.2.1.1 Cubiertos por piroclastos

Los conos cineríticos que integran este grupo son de cima convexa, debido a la presencia de una capa importante de piroclastos, que impide el reconocimiento de cráteres y otros rasgos primarios como labio, atrio o fondo cratérico. Se identificaron 67 estructuras con una altura que varía de 160 a 250 m y un diámetro basal de 500 m, todas ellas, se localizan en la mitad occidental de la zona de estudio (Fig. 28).

Los conos de escoria localizados entre los 3 880 - 3 920 msnm, son estructuras asimétricas y responden a la acción erosivo-glaciar. En este ambiente, las laderas afectadas por el paso del hielo son de geometría recta-cóncava, mientras que las vertientes no expuestas a este proceso, conservan los rasgos primarios asociados a la morfología original de cono truncado.

Por esta razón en el mapa geomorfológico (Anexo), los volcanes de este tipo aparecen con dos gamas distintas de anaranjado. El sector afectado por los glaciares, en un tono claro, mientras que las superficies que no estuvieron expuestas a este proceso, en un tono oscuro.

La dinámica fluvial en la actualidad es la responsable del modelado en este territorio, en los valles glaciares los cauces ocupan la porción más deprimida y fuera de este ambiente, los ríos excavan barrancos con profundidad de 20 a 40 m.

Por último hay que mencionar, que los volcanes cineríticos cubiertos por piroclastos tienden a alinearse en dos direcciones preferenciales N-S y E-W, hecho que se explica por la existencia de estructuras disyuntivas en un arreglo ortogonal y que de alguna manera, se vinculan con su emplazamiento (Fig. 28).

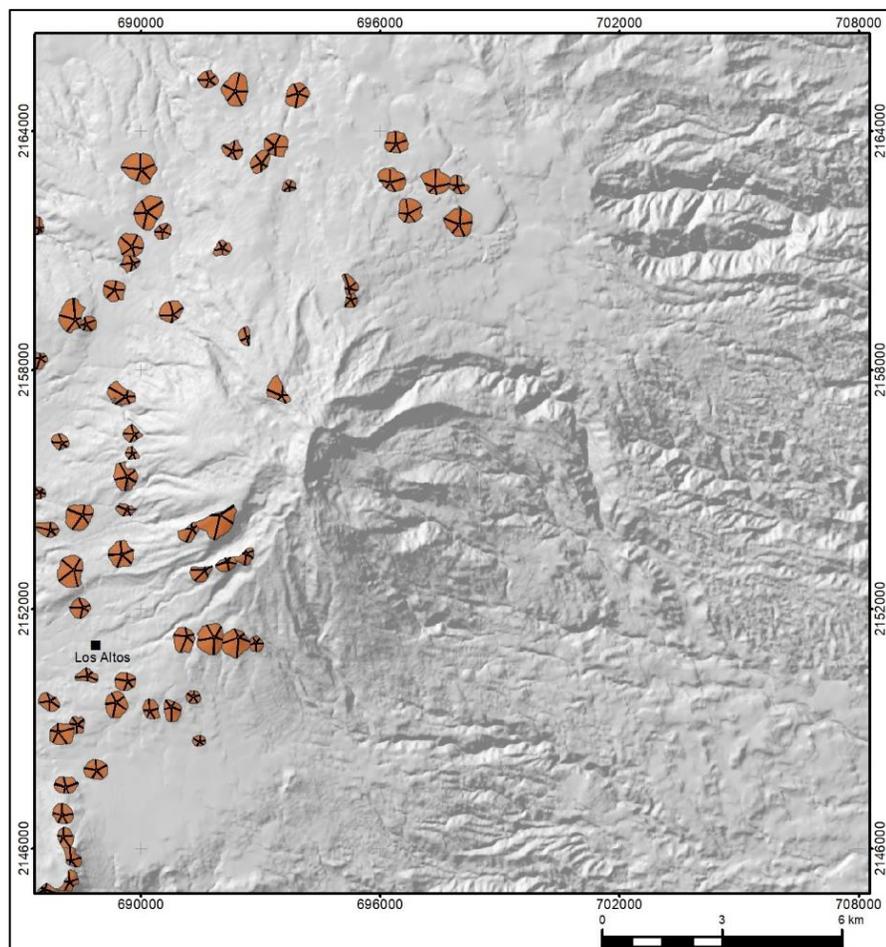


Figura 28.  Conos cineríticos de cima convexa y cubiertos por piroclastos.

### 2.2.1.2 Sin cubierta piroclástica

Los volcanes cineríticos que integran este grupo, se caracterizan por presentar una cubierta piroclástica superficial y, en algunos casos, inexistente, esta particularidad permitió identificar una morfología típica de cono truncado, en la que es posible distinguir elementos primarios característicos de relieves tardíos, tal es el caso del cráter y elementos asociados (labio, atrio y fondo). Se trata de una depresión semicircular en forma de embudo originada a partir de una dinámica explosiva, estas estructuras, por lo general, tienen desarrollo en las cimas, no obstante, también suelen presentarse en las laderas volcánicas.

El grupo de las estructuras sin cubierta piroclástica se integra por 70 edificios con una altura que varía de 156 a 253 m y un diámetro basal promedio de 560 m. Todas ellas integran los Campos Monogenéticos Xalapa (38 conos) y Cofre de Perote (32 estructuras), los cuales se extienden en los niveles altitudinales más bajos (1 960 - 2 920 msnm), de la zona de estudio (Fig. 29).

En general, la dinámica fluvial en este territorio se hace presente a través del desarrollo de cauces < 20 m y barrancos de entre 20 y 40 m de profundidad. Estos sistemas han aprovechado los contactos entre flujos de lavas de edades distintas y depósitos de avalancha de escombros.

Los edificios cineríticos sin piroclastos se han dividido en tres grupos, para ello se tomó en cuenta la geometría del cráter en su cima. El primero de ellos, presenta una morfología semicircular bien definida, en el segundo se encuentran los que han desarrollado un cráter abierto o en herradura y por último, están aquellos que presentan una cima convexa.

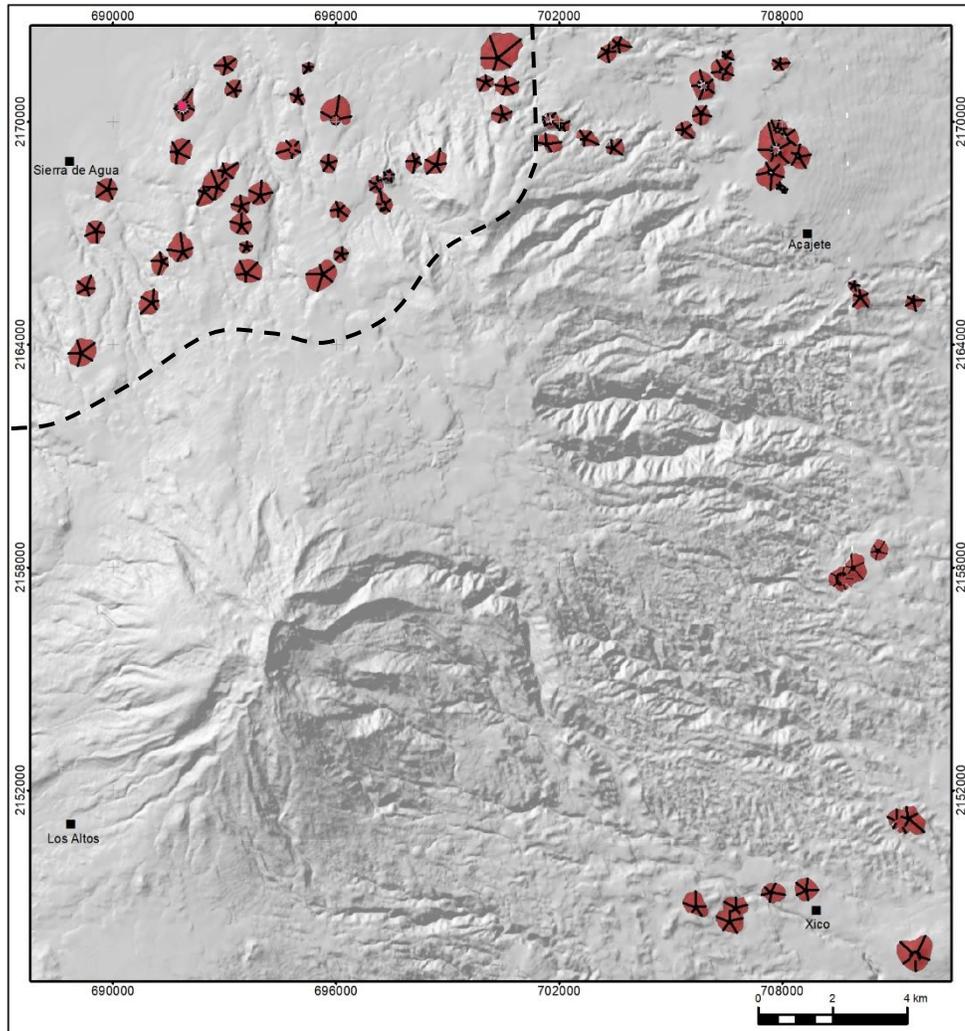


Figura 29.  Conos cineríticos sin cobertura piroclástica, considerados como estructuras tardías. Límite entre campos monogénicos .

### 2.2.1.3 Formas asociadas al relieve volcánico constructivo-destructivo:

#### l) Cráter cerrado

Los cráteres cerrados se identificaron en 14 edificios, 4 de ellos pertenecen al Campo Monogénico Cofre de Perote y los 10 restantes al Xalapa. Los volcanes que presentan la depresión cumbre, tienen una altura entre 188 - 253 m y un diámetro promedio de 485 m (Fig. 30).

La morfología que caracteriza a estos volcanes es a manera de cono truncado simétrico, sin embargo esto llega a modificarse debido a la sobreposición de edificios, como es el caso de los volcanes localizados en el extremo N-E del territorio de estudio (Fig. 30).

Los procesos erosivos en estos volcanes son mínimos, la incisión fluvial se hace presente a través del desarrollo de canales y cárcavas (< 20 m), que aprovechan los contactos geomorfológicos entre conos.

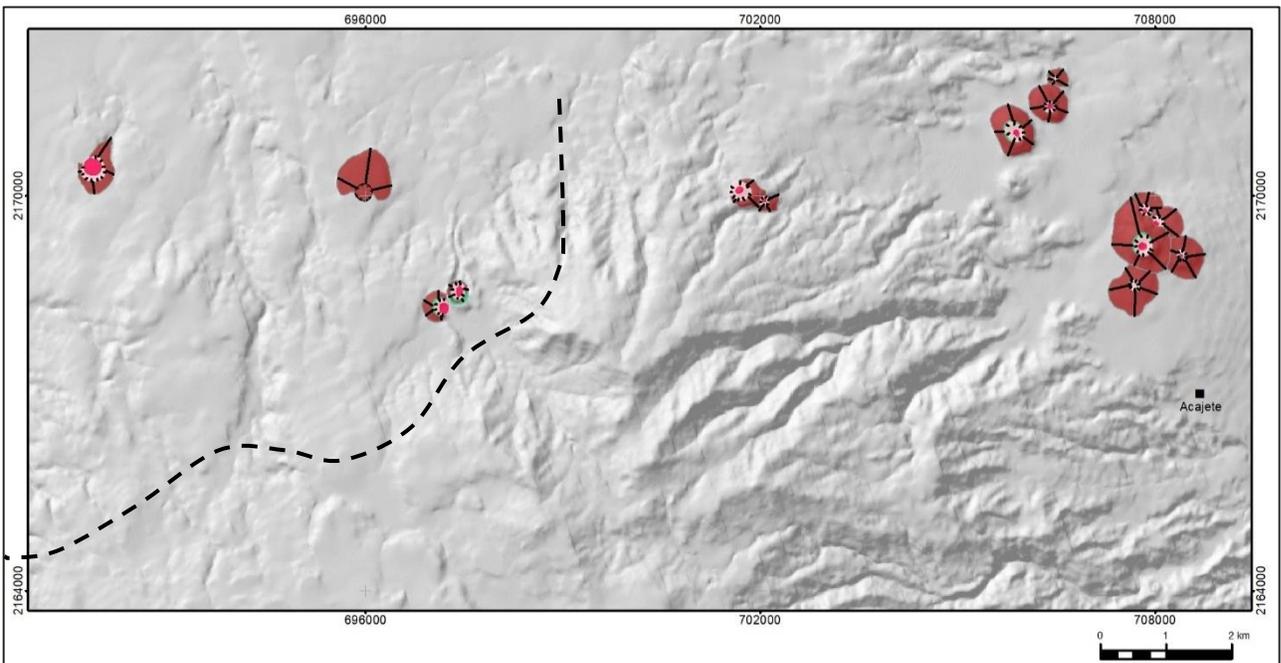


Figura 30.  Conos cineríticos con cráter cerrado con estructuras primarias bien definidas: labio , atrio  y fondo de cráter . Límite entre campos monogenéticos 

Los conos cineríticos que integran este grupo representan las últimas estructuras en emplazarse del área de estudio, en consecuencia la cubierta piroclástica que presentan es superficial, lo que permite distinguir rasgos primarios del relieve volcánico reciente como labio, atrio y fondo cratérico.

#### a) Labio

Se trata de una superficie que se localiza en el borde del cráter con amplitud variable (3 - 5 m). Su morfología en perfil, es subhorizontal con ligera convexidad e inclinación. En planta, son semicirculares y pueden ser continuos o discontinuos, también se presentan en media luna y son el límite entre las laderas interiores y exteriores del cono, este elemento se considera un indicador para los volcanes de edad reciente o tardía (Fig. 31).

#### b) Atrio

Corresponde con las laderas interiores del cráter volcánico, su morfología es de embudo con variaciones cóncavas, convexas o rectas a su interior y la inclinación es de moderada a abrupta. Cuando el atrio no presenta rasgos erosivos (cárcavas, barrancos o procesos gravitacionales), se asocia a la edad tardía de la estructura.

Algunos se muestran discontinuos, debido a la sobreposición parcial de flujos de lava o estructuras adyacentes. Si bien, es un elemento primario del relieve volcánico, pueden reconocerse aún en estructuras con ligero modelado y cubiertas piroclásticas superficiales (Fig. 31).

#### c) Fondo

Es la porción más deprimida del cráter, es de morfología subhorizontal con ligera inclinación, sus límites coinciden con las paredes inferiores del atrio. En planta suelen ser semicirculares, en medio círculo o media luna. En la zona de estudio, algunos volcanes cineríticos carecen de este elemento debido a la existencia de material piroclástico que los oculta (Fig. 31).

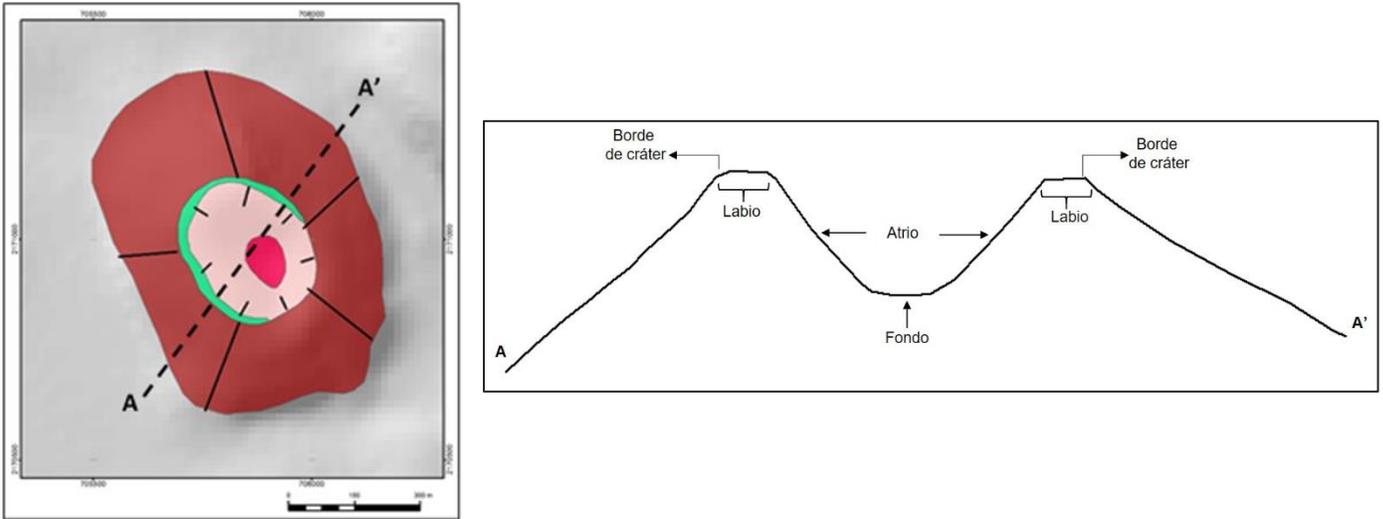


Figura 31. Cono de escoria con morfología de cono truncado, en él se presentan las estructuras primarias que se vinculan con la edad relativa reciente de la estructura.

## II) Cráter abierto

Los cráteres abiertos se identificaron en 4 estructuras, 2 de ellas localizadas en el norte del Campo Monogenético Cofre de Perote y las restantes en el margen oriental del Xalapa. Los volcanes con este tipo de morfología cumbre, presentan alturas que van desde los 218 m a los 236 m y su diámetro promedio es de 654 m (Fig. 32).

Los volcanes con cráter abierto presentan una morfología de cono truncado asimétrico. Su origen se relaciona con el colapso de la ladera más inestable de la estructura, durante la etapa explosiva. Otra posible causa, es la emisión de lavas de forma continua y preferencial hacia un solo flanco del edificio, lo que interrumpe la continuidad de este rasgo.

Si bien son estructuras de origen reciente en la zona de estudio, hay que mencionar que la dinámica fluvial erosiva aprovecha la asimetría de los conos para desarrollar barrancos y cárcavas activas, en la actualidad los primeros son < 20 m y los segundos, entre 20 y 40 m.

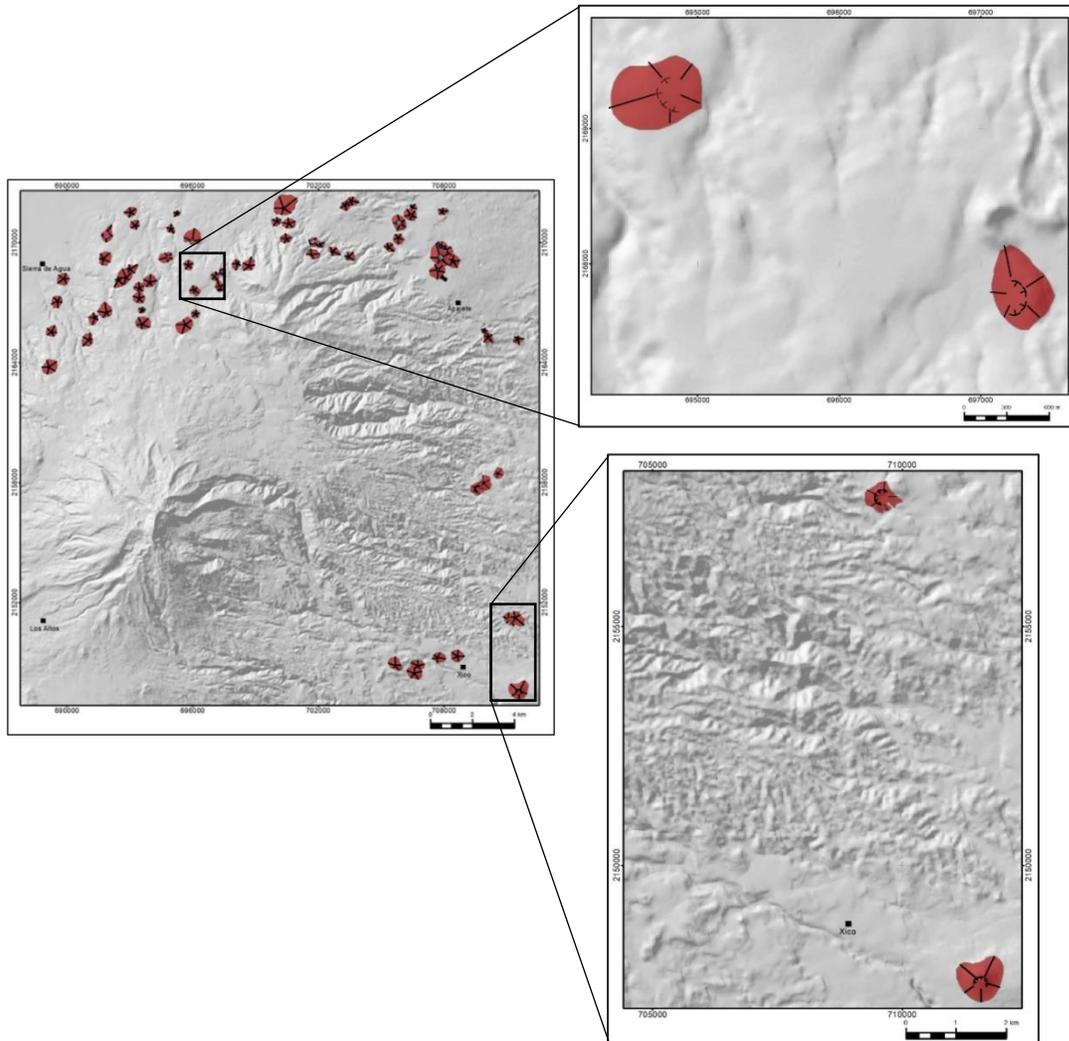


Figura 32.  Conos cineríticos con cráter abierto (herradura).

### III) Sin cráter: cima convexa

El grupo de los volcanes cineríticos en los que no se distingue un cráter, se integra de 52 edificios. Se extienden en números iguales en ambos campos monogenéticos (Cofre de Perote y Xalapa), desde el N-W hasta el extremo S-E de la zona de estudio. Las estructuras de este tipo presentan alturas entre 156 - 255 m, su diámetro promedio es de 527 m (Fig. 33).

Los conos cineríticos que integran este grupo se caracterizan por presentar una morfología convexa asimétrica, esto se debe a la existencia de un manto de

piroclastos, el cual se encuentra obstruyendo la depresión cratérica, lo que imposibilita el reconocimiento de otros elementos primarios como atrio o fondo de cráter. Desde una vista en planta, estas estructuras se observan semicirculares y de base amplia, sin embargo, algunas de ellas se tornan alargadas a manera de elipse.

Al observar los rasgos topográficos, las curvas de nivel se muestran concéntricas y subparalelas unas con otras, esto evidencia rasgos propios de un relieve reciente, en el cual la erosión no es significativa. En este sentido, la dinámica fluvial se presenta de forma incipiente, a través del desarrollo de canales y cárcavas (< 20 m) y algunos barrancos de entre 20 y 40 m de profundidad, mismos que han aprovechado los contactos entre formas recientes y tempranas.

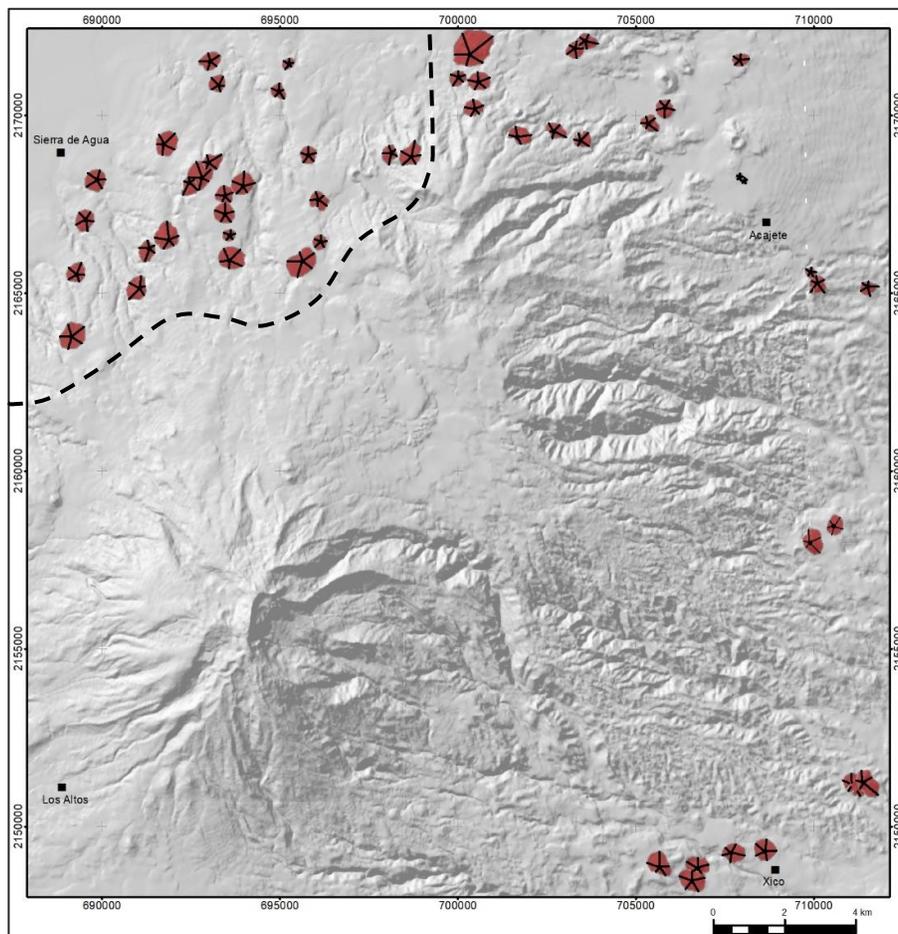


Figura 33.  Conos cineríticos sin cráter con morfología convexa asimétrica. Límite entre campos monogénéticos .

### 2.2.2 Depósitos de avalancha de escombros

En el Cofre de Perote se han reconocido dos colapsos volcánicos, ambos emplazados sobre las vertientes orientales (Díaz, 2009; Díaz *et al.*, 2012). El primero, ocurrió hace 44 Ka y se ha registrado como Avalancha Los Pescados, el segundo tiene una edad de 11 Ka y se conoce como Avalancha Xico (Carrasco Núñez, *et. al.*, 2010; 2021).

Los depósitos de avalancha están constituidos por una mezcla de rocas con distinta fragmentación, producida por el colapso de un sector del edificio volcánico. Durante la explosión, esta masa detrítica se desplaza a gran velocidad por las laderas de la estructura y se deposita en las partes más deprimidas. Su alcance depende de la altura del desprendimiento y volumen de material, así como de las propiedades mecánicas de la masa involucrada (Capra, 2000).

En la literatura especializada se hace mención y se asignan edades de las avalanchas Los Pescados y Xico. En el presente trabajo, se identificaron y representaron en una cartografía detallada las evidencias de estos eventos paroxísmicos. Al realizar la fotointerpretación, se reconoció un tercer colapso, si bien, aún no se encuentra documentado, existen evidencias geomorfológicas que fundamentan su existencia (Fig. 34).

Los tres eventos explosivos ocupan las laderas bajas del sector oriental (> 2 600 msnm), la figura 35 muestra el área de influencia de cada una y las posibles cicatrices de deslizamiento. En este punto, hay que mencionar que no se observa la morfología original de los escarpes de explosión, por las siguientes razones; la primera, se vincula con los glaciares que ocuparon las depresiones de origen volcánico-explosivo y modificaron el aspecto primario. La segunda, se asocia con la presencia de flujos de lava recientes, que sepultaron y suavizaron los desniveles topográficos característicos de este relieve explosivo.

La morfología del depósito de avalancha es de lomeríos alargados, con resaltes topográficos cumbrales (en la mayoría de los casos), que se conocen como hummocks. El material que constituye estos terrenos presenta textura y

compactación entre moderada y débil, lo que ha permitido la configuración de un drenaje denso con gran poder erosivo, con valles amplios y profundos (> 40 m).

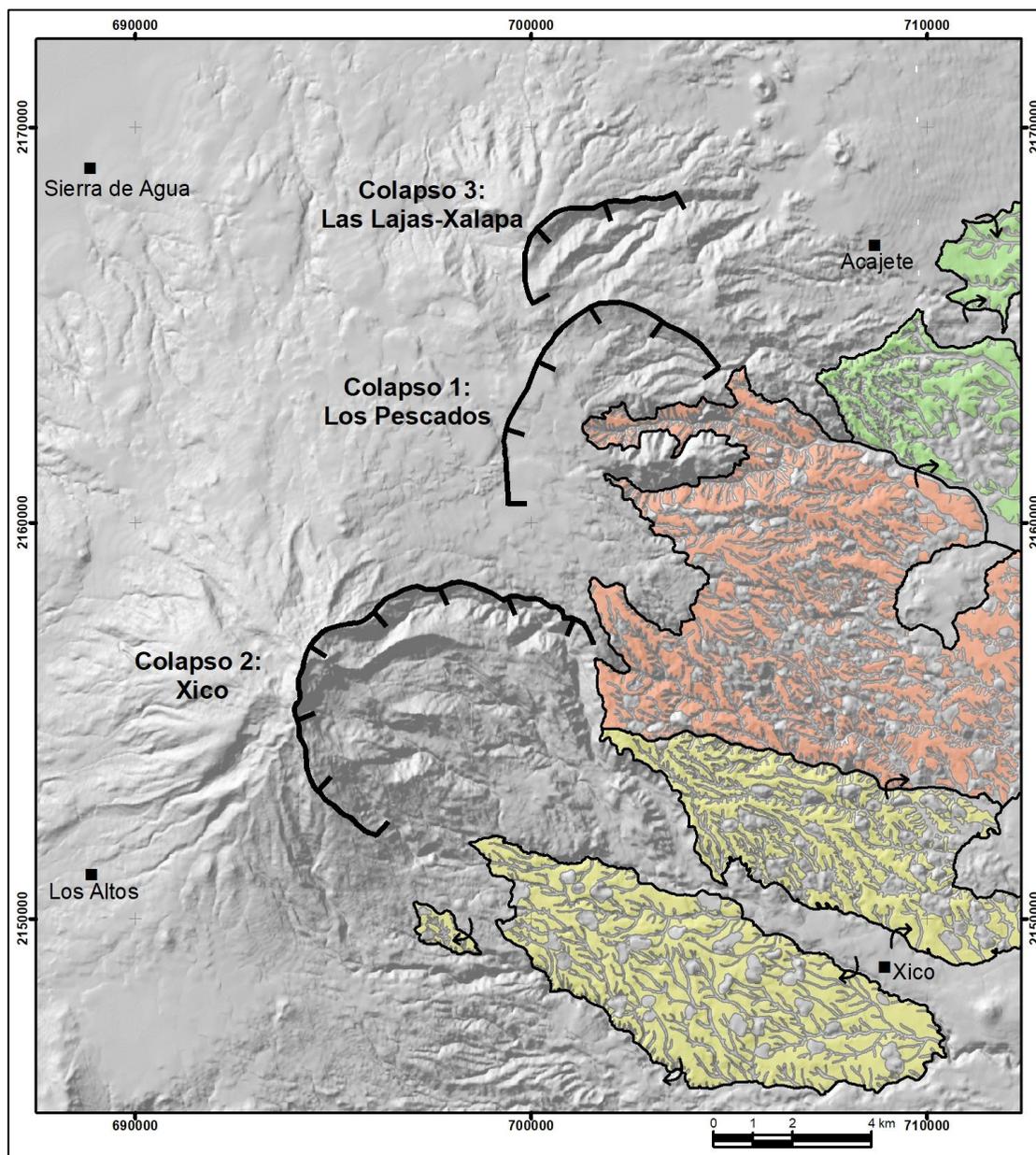


Figura 34. Depósitos de avalancha: ■ Los Pescados; ■ Xico; ■ Las Lajas - Xalapa;  hummocks; cicatriz de colapso  ; altura relativa entre depósitos  . El evento explosivo 3 se ha denominado como Las Lajas - Xalapa, su identificación es resultado del análisis geomorfológico realizado en este territorio.

#### a) Lomeríos alargados

Se trata de relieves residuales asociados a la erosión fluvial intensa, esta dinámica es la responsable del desmantelamiento paulatino y constante, que afecta los depósitos asociados a las avalanchas volcánicas, se reconoce a partir de la interrupción de los parteaguas secundarios que definen el sistema fluvial principal.

Los lomeríos son estructuras alargadas de geometría convexa de base amplia, con parteaguas rectilíneos y ligeramente sinuosos, ambos elementos se consideran un registro confiable para determinar la trayectoria que siguió cada colapso volcánico. Por esta razón, se elaboraron rosetas de orientación de los parteaguas, en el entendido que el sector cumbral, conserva los rasgos primarios del relieve por más tiempo. Su posición altitudinal hace que estos territorios, sean los últimos en ser afectados por la erosión fluvio-gravitacional (erosión remontante).

La dirección y densidad de los parteaguas se determinó a partir de las rosetas de orientación, de esta manera, se visualizó la dirección que siguió cada avalancha volcánica. El primer diagrama (Fig. 35), representa la trayectoria del depósito Los Pescados, el cual se originó a partir del desprendimiento de las laderas orientales de la estructura principal, hace aproximadamente 44 Ka, durante este evento, la avalancha de escombros se mezcló con agua proveniente de la fusión de un glaciar en asociación con un sistema hidrotermal, lo que provocó grandes cantidades de roca alterada y en consecuencia, su transformación a un flujo de escombros, el cual se extiende por más de 57 km a través del drenaje principal (Carrasco, *et. al.*, 2010).

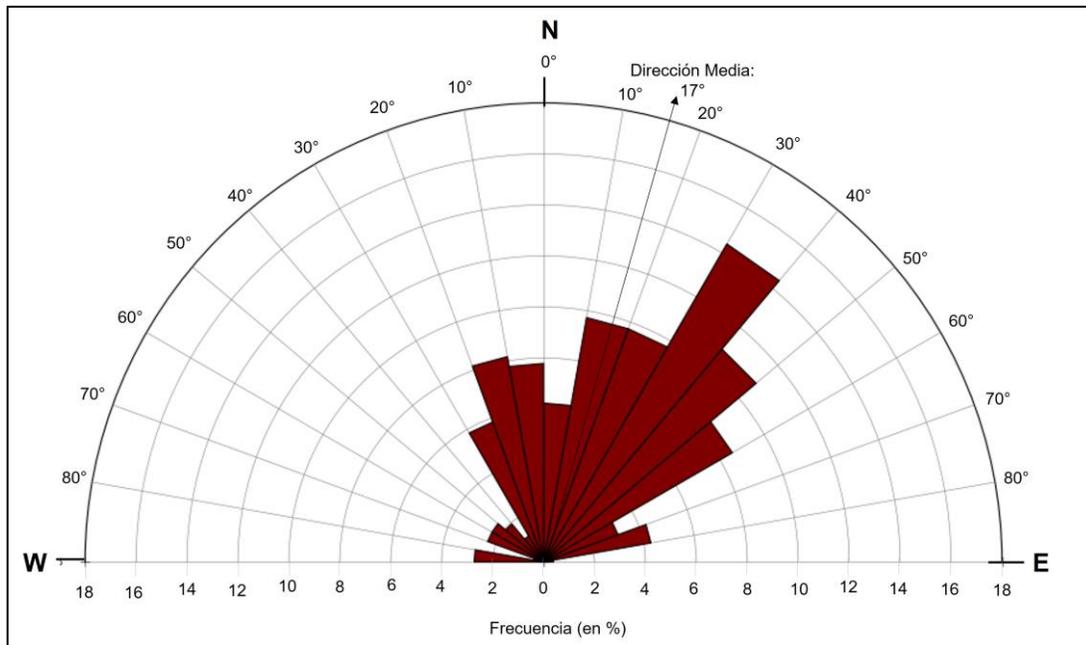


Figura 35. Orientación de los interfluvios en los lomeríos alargados asociados al depósito de avalancha Los Pescados. La dirección media es de 17° NE.

El área expuesta de la Avalancha Los Pescados es de 76 km<sup>2</sup> y la orientación media de los lomeríos que integran el depósito, es de 17° N-E dirección que coincide con la posición de la cicatriz del deslizamiento volcánico (Fig. 37). Hay que mencionar, que los materiales de este evento se encuentran interrumpidos por estructuras volcánicas recientes del Campo Monogenético Xalapa. No obstante, sus límites son evidentes y están definidos por amplios y profundos valles (> 40 m).

El escarpe de deslizamiento volcánico (2 600 msnm, dato promedio), no coincide con la cumbre del Cofre de Perote (Fig. 36), hecho que hace suponer que el evento Los Pescados estuvo asociado a un edificio volcánico similar difícil de reconocer en la actualidad, debido a que fue destruido por la magnitud de la explosión, tiempo después, la acción glacial transformó su morfología. Algunos sectores de esta estructura fueron cubiertos por lavas y piroclastos recientes. Este hecho hace pensar que el actual Cofre de Perote es el relictos de un complejo volcánico integrado por lo menos, de tres volcanes compuestos. Esta hipótesis se fundamenta en la distinta posición y espacialidad de las cicatrices de deslizamiento (Figs. 36, 38 y 40).

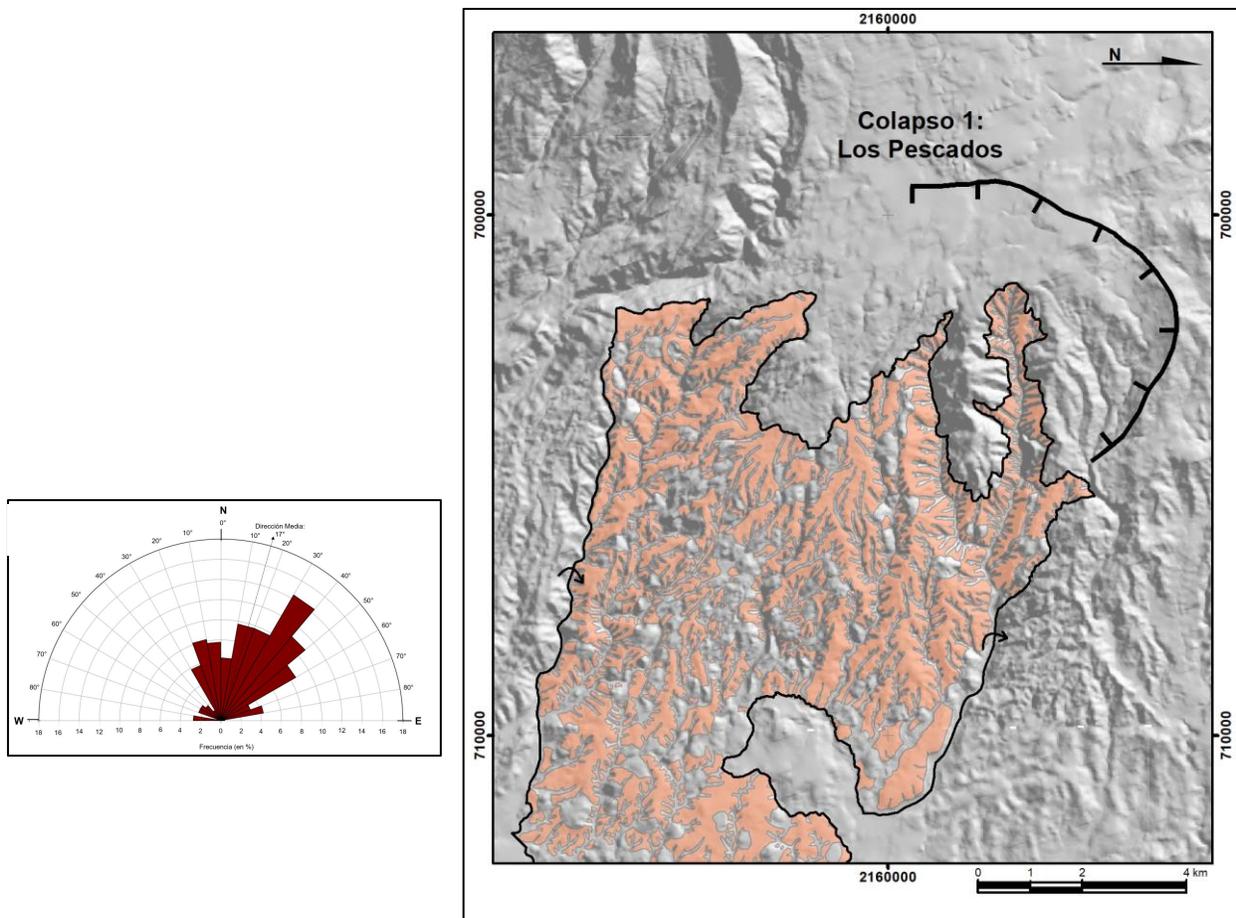


Figura 36. Avalancha Los Pescados ■ , la roseta de orientación indica la dirección preferencial de los lomeríos hacia la cicatriz de deslizamiento volcánico .

El depósito Xico se originó a partir del colapso de la cima y las laderas orientales del edificio principal, hace 11 Ka. Al momento del colapso, la zona cumbre se encontraba ocupada por glaciares, estos se fusionaron y se mezclaron con la masa detrítica, lo que propició la transformación en un flujo de escombros, el cual alcanzó una distancia de 24 km a través del drenaje principal (Carrasco *et al.*, 2010).

La Avalancha Xico cubre un área de 30 km<sup>2</sup>, hacia el sector S-E de estos terrenos, la morfología de lomeríos y montículos se interrumpe, debido al emplazamiento de estructuras volcánicas recientes. Los límites geomorfológicos (norte y sur) están representados por valles con profundidades > 40 m.

Los lomeríos asociados al evento Xico tienen una orientación media de 27° N-E (Fig. 38), guardan un vínculo estrecho con el escarpe de colapso que les dio origen, estructura que alcanza, en promedio 3 310 msnm (Fig. 37).

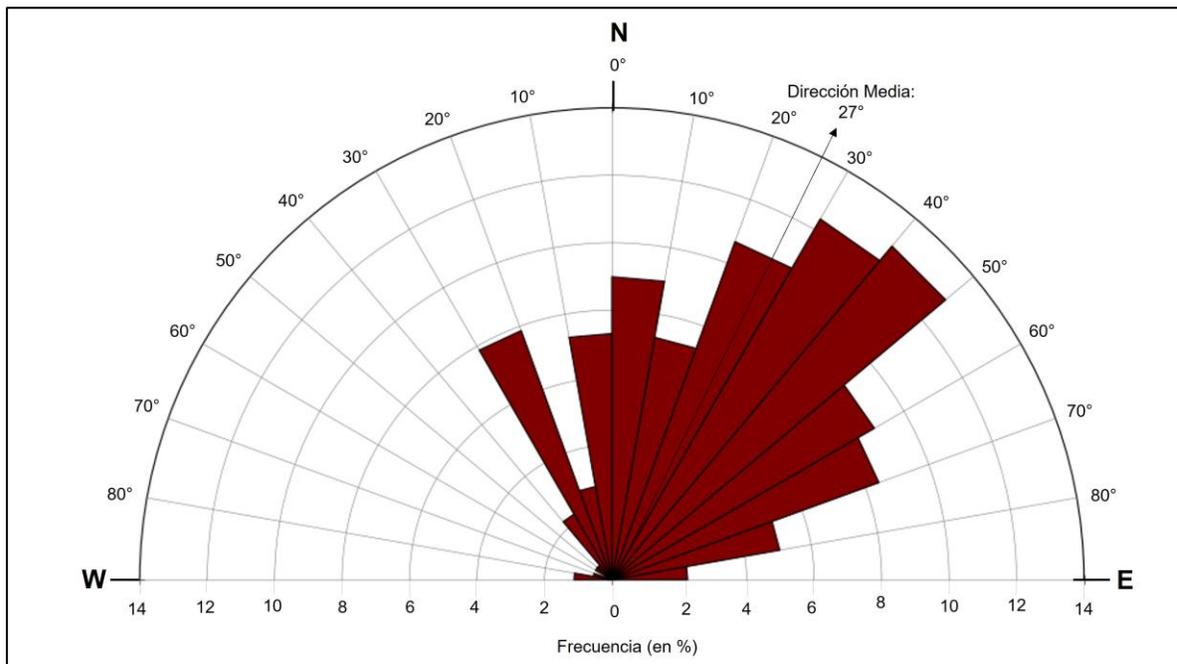


Figura 37. Orientación de los interfluvios en los lomeríos alargados asociados al depósito de avalancha Xico. La dirección media es de 27° NE.

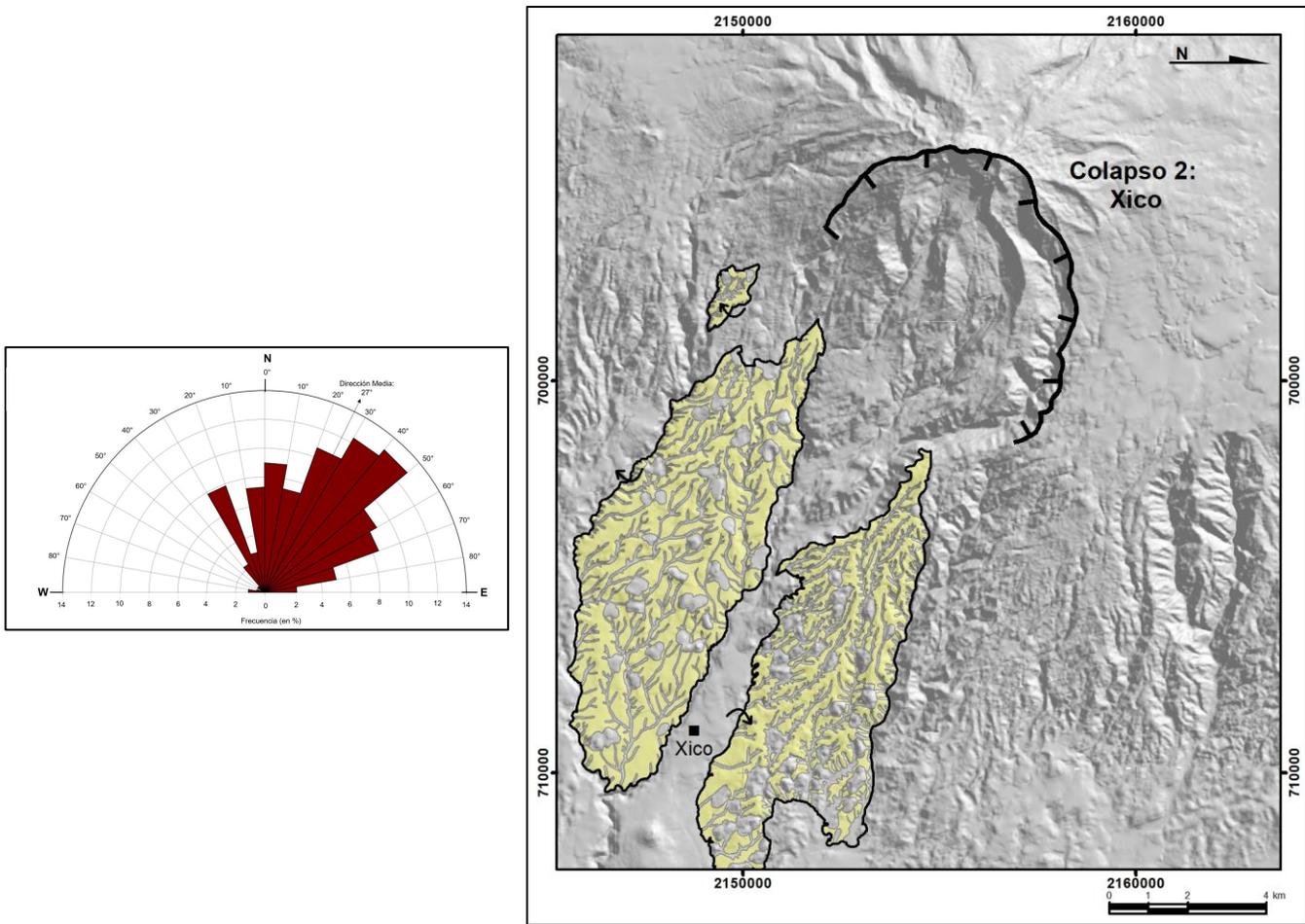


Figura 38. Avalancha Xico , la roseta de orientación indica la dirección preferencial de los lomeríos hacia la cicatriz de deslizamiento volcánico .

A partir de la medición de las orientaciones de los interfluvios y de la interpretación geomorfológica, se reconoció un tercer colapso. Debido a que no se encuentra documentado hasta el momento en la literatura especializada, en este trabajo se ha denominado como Avalancha Las Lajas - Xalapa. Estos depósitos se encuentran ubicados en el extremo NE de la zona de estudio y cubren un área de 23 km<sup>2</sup>, sus límites geomorfológicos son claros y están definidos por valles amplios, que han desarrollado planicies aluviales, también algunas fronteras están representadas por barrancos angostos de profundidades entre 20 y 40 m (Fig. 39).

Los materiales asociados al evento Las Lajas - Xalapa, presentan una orientación media de 25° N-E, se encuentran alineados con el escarpe que les dio origen, el cual alcanza una altura promedio de 355 m. El mayor desnivel es de 526 m y se localiza en el sector medio del arco, la altitud promedio es de 2 740 msnm (Fig. 40).

Las características geomorfológicas del depósito (interfluvios detríticos alargados, convexos, de base ancha), su orientación hacia el escarpe de explosión (25° N-E, dirección media) y su altura relativa inferior respecto al depósito Los Pescados, permiten suponer que se trata del primer evento explosivo que se presentó en el complejo volcánico del Cofre de Perote. El colapso que pudo haber originado la Avalancha Las Lajas - Xalapa es anterior a 44 Ka, edad establecida para los materiales detríticos de Los Pescados (Carrasco *et al.*, 2010).

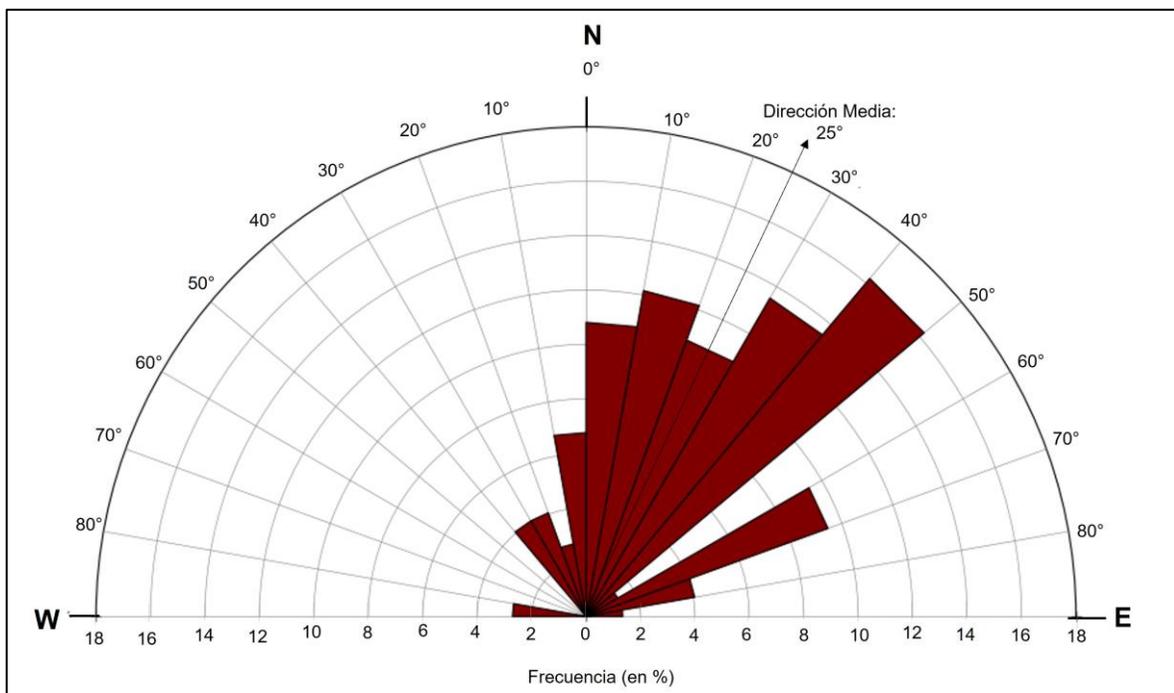


Figura 39. Orientación de los interfluvios en los lomeríos alargados asociados al depósito de Avalancha Las Lajas - Xalapa. La dirección media es de 25° NE

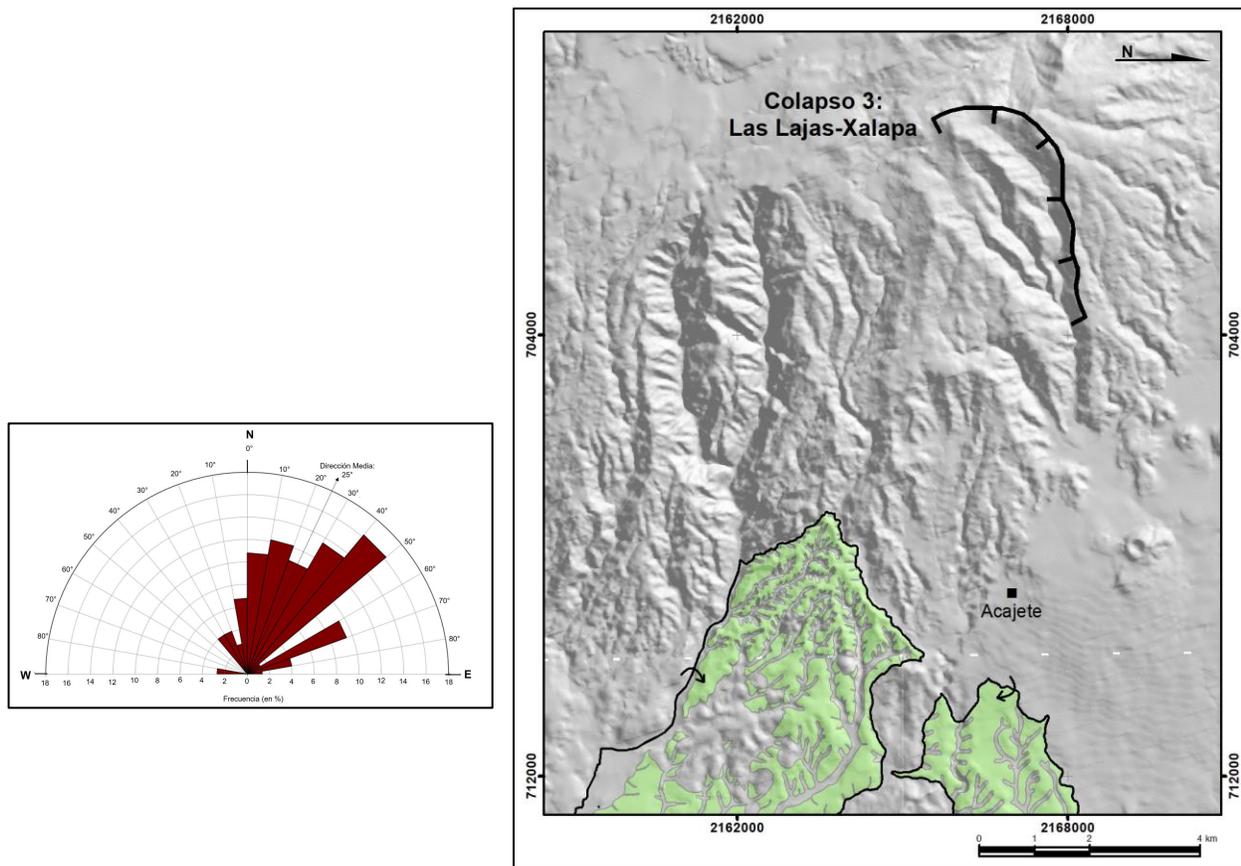


Figura 40. Avalancha Las Lajas - Xalapa , la roseta de orientación indica la dirección preferencial de los lomeríos hacia la cicatriz de deslizamiento volcánico .

## b) Hummocks

Se trata de montículos conformados por bloques de diversos tamaños, representan uno de los relieves residuales que deja a su paso una avalancha de escombros. Suelen tener un arreglo lineal a la dirección de movimiento y su tamaño disminuye a medida que se alejan de la fuente (van Wyk y Davies, 2015).

En la zona de estudio se reconocieron 219 montículos, aparecen como resaltes topográficos en la cima de los lomeríos o intercalados entre ellos. Estas estructuras son frecuentes en los tres depósitos de colapso, aunque la menor densidad de ellos se observa en el depósito más antiguo (Avalancha Las Lajas - Xalapa).

La morfología de los hummocks es convexa, en planta son semicirculares y, en menor medida, elípticos. Si bien, su disposición no sigue ningún patrón espacial en particular, disminuyen en número hacia la zona norte del depósito, debido a la existencia de materiales volcánicos recientes que han cubierto de forma parcial estas estructuras (Fig. 41).

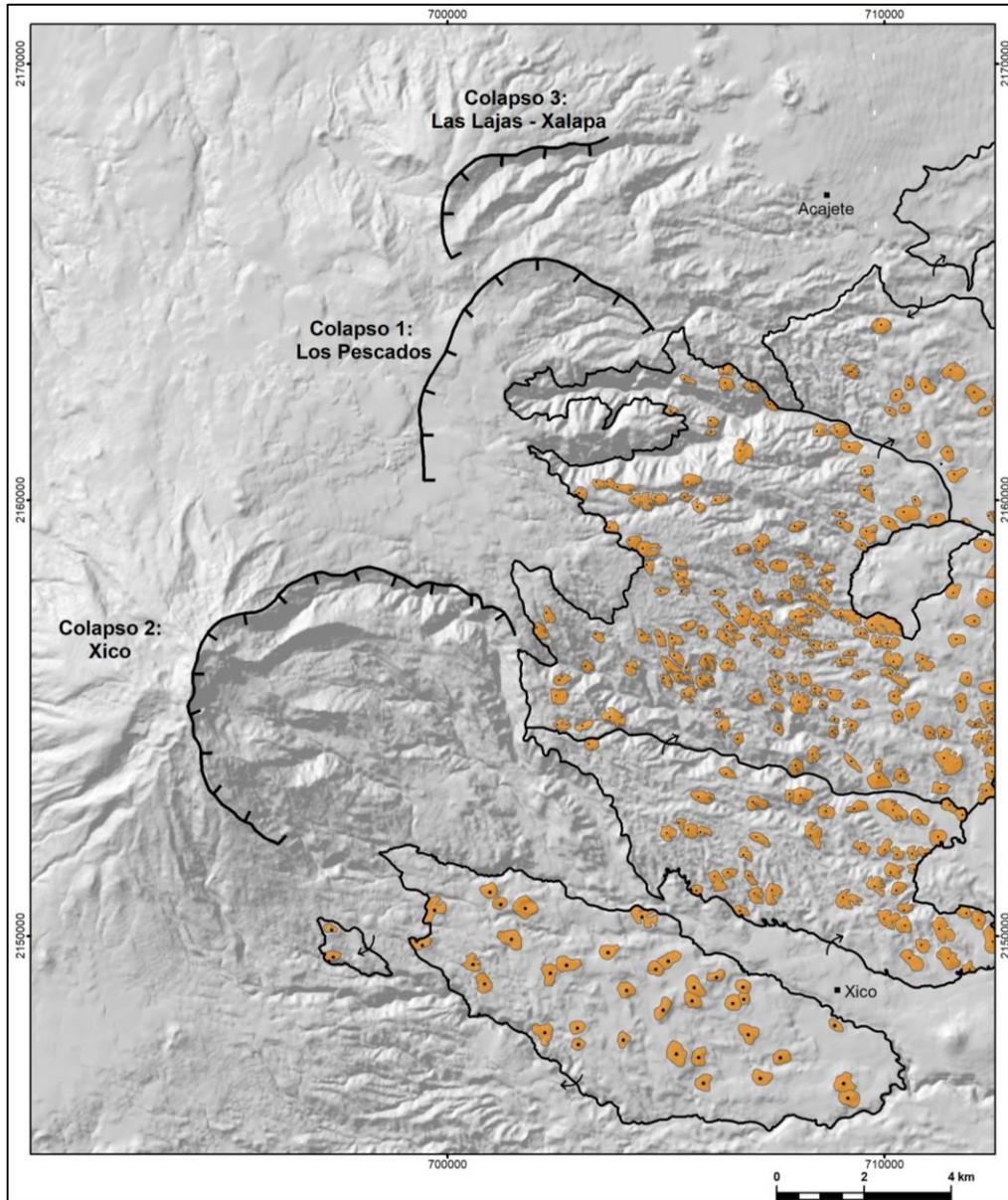


Figura 41.  Hummocks en los depósitos de avalancha. Límites de los eventos explosivos  y cicatriz de colapso  de los eventos Los Pescados, Xico y Las Lajas - Xalapa.

La morfología que predomina en la zona de estudio, son los flujos de lava, responsables del crecimiento del Cofre de Perote, tanto en altura como en amplitud. La asimetría del volcán principal está marcada por las vertientes orientales, debido a la ocurrencia de tres eventos explosivos, sus depósitos asociados presentan morfología de lomeríos y montículos. Sus límites están representados por los valles con mayor profundidad del territorio de análisis.

Las trayectorias de las masas detríticas asociadas a los colapsos volcánicos, se determinaron a través de la orientación del eje mayor de los interfluvios en cada uno de los depósitos. De esta manera, fue posible establecer el vínculo entre las cicatrices de colapso y las masas detríticas, lo que diferenció el evento explosivo más antiguo asociado al complejo volcánico Cofre de Perote, el cual se ha denominado como Avalancha Las Lajas - Xalapa.

## **RELIEVE ENDÓGENO-MODELADO**

En este apartado se incluyen las morfologías que se crean a partir de procesos internos de la Tierra, pero que han alterado su aspecto original debido a la dinámica erosiva, en este sentido, las formas resultantes dependerán de la resistencia de los materiales a los procesos exógenos.

### *3. Volcánico*

Integra al relieve originado a partir de periodos efusivos y explosivos asociados al Cofre de Perote, sin embargo sus rasgos primarios han sido transformados debido a la acción erosiva fluvial y glacial. La competencia a la erosión en estos terrenos, dependerá de la edad, litología y posición altitudinal a la que se encuentran.

#### **3.1 Laderas con modelado glacial**

Este tipo de vertientes se vinculan con la actividad volcánica tardía del edificio principal. Se extienden en un área de 44 km<sup>2</sup>, desde los 2 140 msnm hasta la zona

cumbral (4 200 msnm), al localizarse en los niveles altitudinales mayores, son responsables de la morfología actual del Cofre de Perote.

Se trata de flujos de lava sobrepuestos que han perdido su morfología original a consecuencia de la actividad glaciar. En la actualidad, la expresión que predomina es de superficies pulidas de fuerte inclinación con geometrías cóncavas-rectas, limitadas por bordes agudos e irregulares, en conjunto integran amplios circos glaciares. La dinámica fluvio-gravitacional aprovechó las depresiones preexistentes (circos glaciares), en las cuales tuvo desarrollo una densa red de drenaje que corresponde a la cuenca alta del río Los Pescados (Fig. 42).

El origen de los flujos de lava se asocia con varios focos de emisión, hay que mencionar que no se conocen los volcanes que les dieron origen, debido a que fueron desmantelados por la intensa acción glaciar ocurrida hace 12 Ka (Vázquez y Heine, 2011).

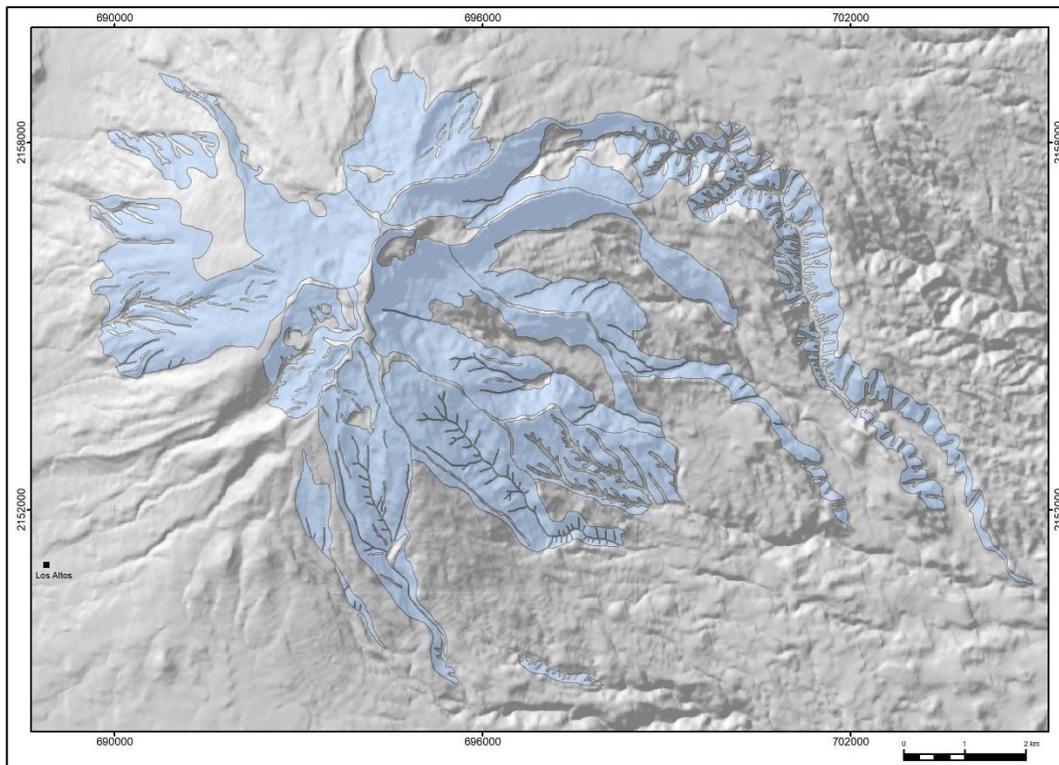


Figura 42.  Laderas con modelado glaciar asociadas a las últimas etapas eruptivas del Cofre de Perote.

### 3.2 Domos modelados por la acción fluvial

Corresponde a dos estructuras localizadas en las vertientes occidentales del CP, al norte del poblado Los Altos. Su altura media es de 219 m y presentan un diámetro basal promedio de 272 m. Se encuentran asociados a volcanes de escoria de edad reciente cubiertos por piroclastos (Fig. 43).

Los edificios se caracterizan por presentar un intenso modelado fluvial, el cual le imprime una morfología convexa asimétrica. Esta dinámica disimuló la geometría en cúpula original de los edificios, hasta desarrollar laderas rectas y francas, que más tarde, fueron cubiertas por materiales volcánicos de edificios adyacentes.

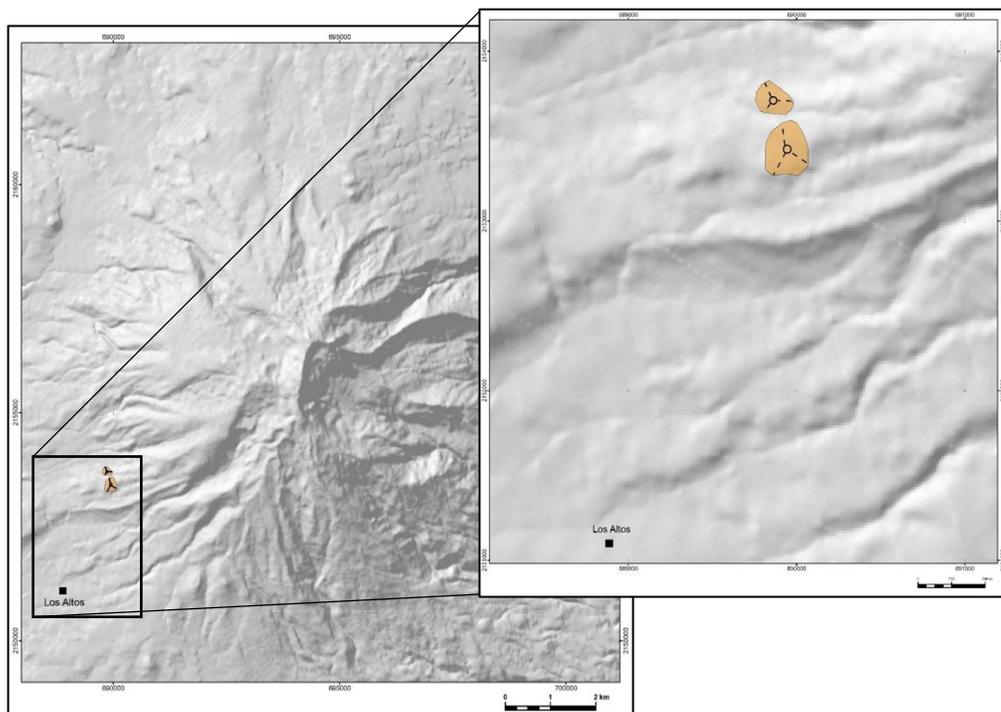


Figura 43.  Domos modelados por la acción fluvial con morfología convexa asimétrica.

### 3.3 Volcanes de escoria modelados por la acción: a) Fluvial y b) Glaciar

Los conos cineríticos que integran este apartado se caracterizan por presentar signos de intensa erosión. Se disponen en campos o de forma individual y se encuentran vinculados con las etapas de construcción del Cofre de Perote. Están

constituidos de escoria y flujos de lava en la base de los edificios. La composición de las coladas varía, de básica (basaltos) a intermedia (andesito-basáltica).

En total se reconocieron 180 conos que presentan un intenso modelado, para su explicación, se agruparon en dos categorías en dependencia del agente exógeno que se encuentre afectando su morfología original, ante esto, el primer grupo corresponde a conos transformados por la acción fluvial, mientras que, en el segundo se integran los edificios modificados por el paso de los glaciares.

#### a) Fluvial

Los volcanes de escoria de esta categoría presentan un intenso modelado fluvial, hecho que impide el reconocimiento de rasgos primarios (cráter, labio, atrio, fondo cratérico). En total se identificaron 103 conos, su altura media es de 200 m y presentan un diámetro basal promedio de 497 m. Su espacialidad no es continua y se ha dividido en dos sectores, uno de ellos se localiza en el N-E de la zona en estudio, entre los 1 640 y 3 040 msnm. El segundo, se extiende en las vertientes del extremo sur, entre las cotas de 1 140 – 2 860 msnm (Fig. 44).

Los conos del sector N-E se caracterizan por presentar una morfología asimétrica, que responde a la acción erosivo-glaciar, es decir, el lado expuesto al hielo fue desmantelado. Este tipo de vertientes, al desarrollar una morfología cóncava, favoreció y concentró el desarrollo de sistemas fluviales densos, en donde los valles alcanzan profundidades entre 20 y > 40 m. De esta manera, la actividad fluvial se suma al proceso destructivo de los volcanes cineríticos (Fig. 44).

Los edificios localizados en el extremo sur tienen una morfología convexa asimétrica que, en planta se muestra ligeramente alargada. A diferencia de las estructuras del sector N-E, este campo sólo se encuentra afectado por la dinámica fluvial que se manifiesta a través de un drenaje dendrítico denso, en donde los valles presentan profundidades de 20 y > 40 m. En estos terrenos, la disposición de los cauces puede presentarse de manera radial o afectar uno sólo de sus flancos (asimétrica) (Fig. 44).

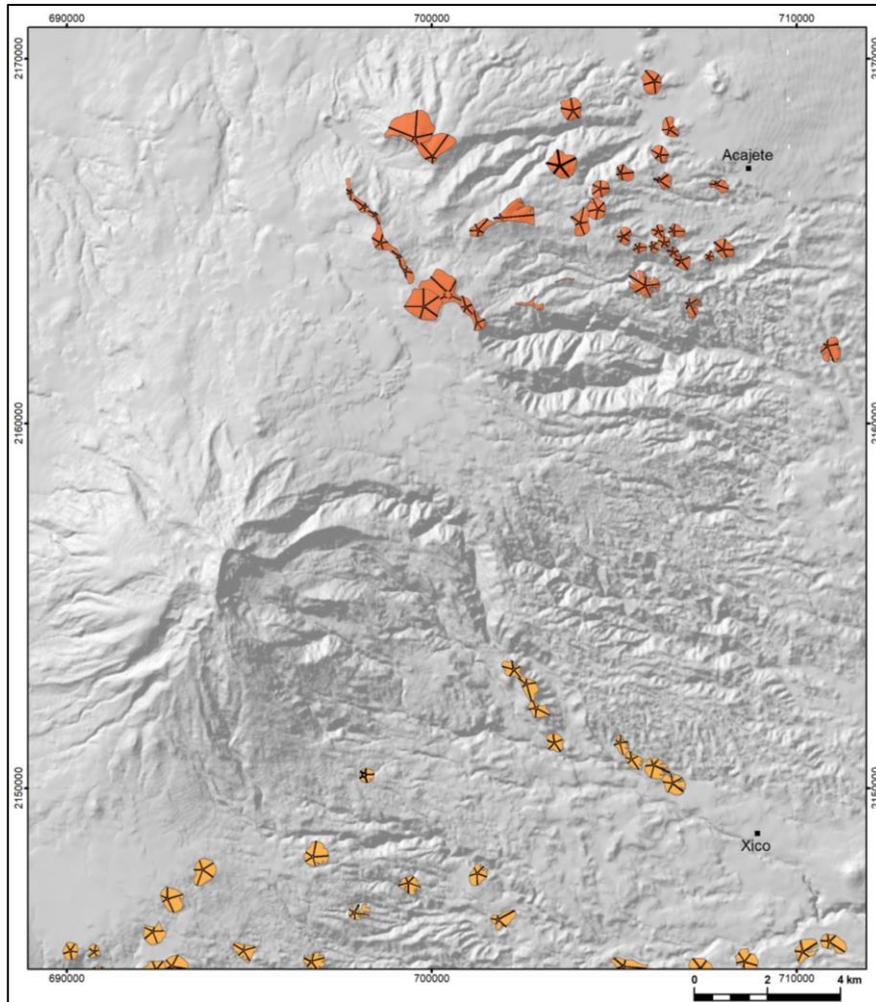


Figura 44. Conos cineríticos modelados por la acción fluvial: sector noreste

y sector sur .

## b) Glaciar

Los conos cineríticos que integran este conjunto, se caracterizan por mostrar un intenso modelado glaciar, hecho que impide el reconocimiento de sus rasgos originales, como convexidad o simetría de laderas. En total se identificaron 31 formas en las que todavía es posible reconocer el edificio completo, presentan una altura media de 205 m y un diámetro basal promedio de 407 m. Se localizan al centro-noreste, entre los 2 200 y 3 960 msnm.

En los volcanes de este grupo se observaron dos patrones morfológicos, el primero, está representado por los conos que fueron afectados en su totalidad por los procesos glaciares, como resultado, se tienen estructuras con ligera convexidad a manera de discos que se encuentran limitados por laderas de poca altura, en planta, se observan alargados o elípticos (Fig. 45).

El segundo patrón, involucra aquellas estructuras cineríticas afectadas de forma parcial por los glaciares. Como evidencia, se tienen fragmentos del edificio que corresponden con las laderas expuestas a las masas de hielo. Estas vertientes presentan morfologías rectas y cóncavas, vistas en planta muestran geometrías irregulares (Fig. 45).

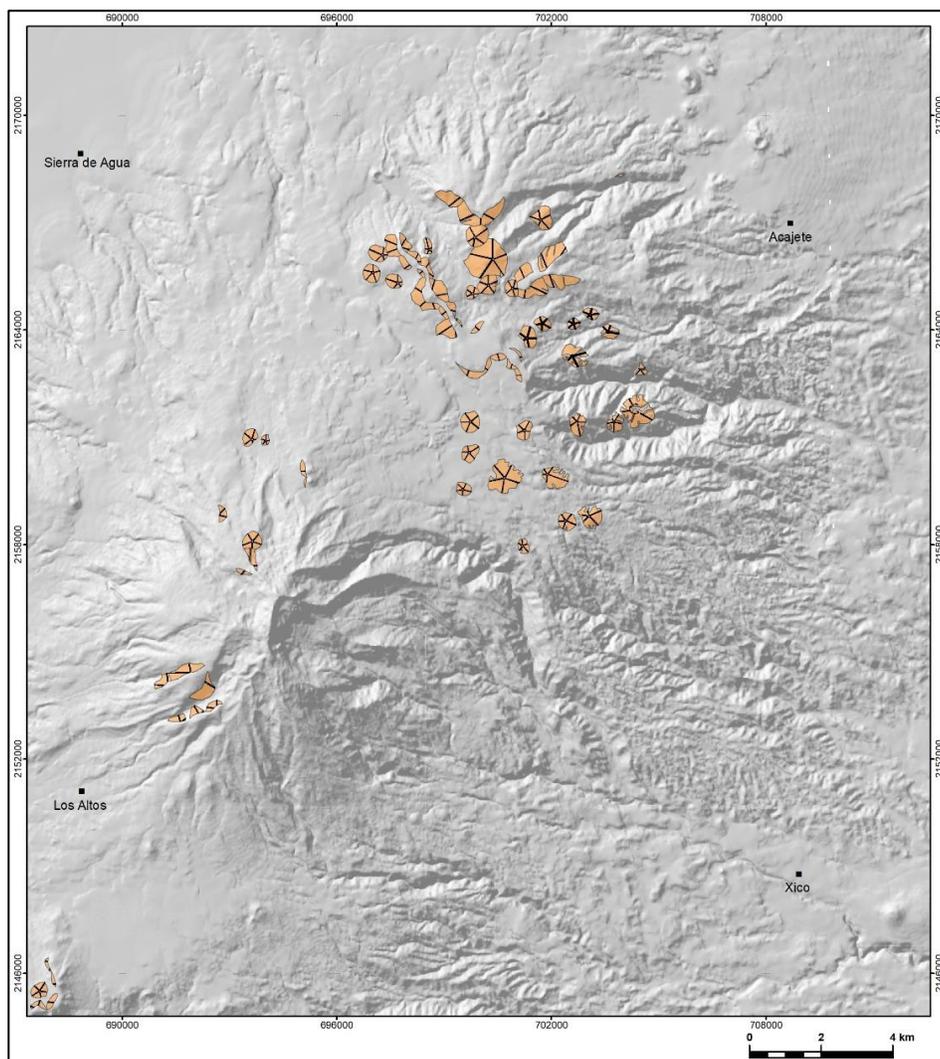


Figura 45.  Conos cineríticos modelados por la acción glacial, presentan morfologías cóncavas y rectas.

### 3.4 Edificios volcánicos parcialmente sepultados:

Las estructuras que integran esta categoría se caracterizan por estar cubiertas de forma parcial por detritos volcánicos provenientes de edificios adyacentes, debido a esto, es difícil reconocer sus rasgos morfológicos y por lo tanto, determinar su génesis particular. En este sentido, se identificaron dos unidades de relieve sepultadas casi en su totalidad, ambas se localizan en el sector norte de la zona de estudio.

#### a) Por sobreposición de estructuras

La primera estructura se localiza en las laderas del norte del territorio de estudio y pertenece al Campo Monogenético Cofre de Perote. Se trata de un volcán de escorias que ha sido destruido, casi en su totalidad debido al emplazamiento de otro edificio sobre él, como resultado, sólo se observan las laderas bajas del cono inicial, las cuales presentan una morfología recta que, en planta muestra geometría en media luna (Fig. 46).

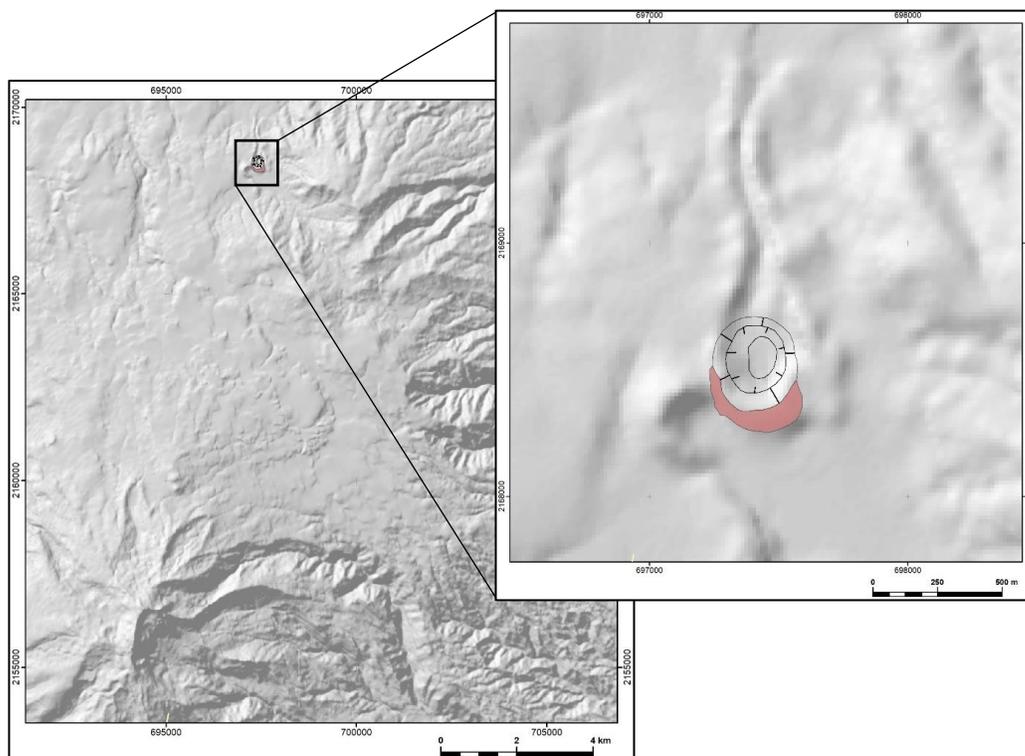


Figura 46.  Edificio volcánico parcialmente destruido por la sobreposición de otra estructura sobre él.

## b) Cubiertos por lavas

La segunda unidad de relieve se localiza al norte de la zona en estudio, en las inmediaciones del Campo Monogenético Xalapa. Corresponde a un volcán cinerítico que ha sido cubierto, de forma parcial por lavas recientes, y sólo son visibles las laderas superiores y su cima. Muestra una morfología convexa que, en planta se observa alargada a manera de elipse. Debido a que sus características no son coincidentes con el contexto volcánico adyacente (reciente), en el cual predominan conos truncados simétricos, se ubicó esta estructura en el grupo del relieve endógeno-modelado (Fig. 47).

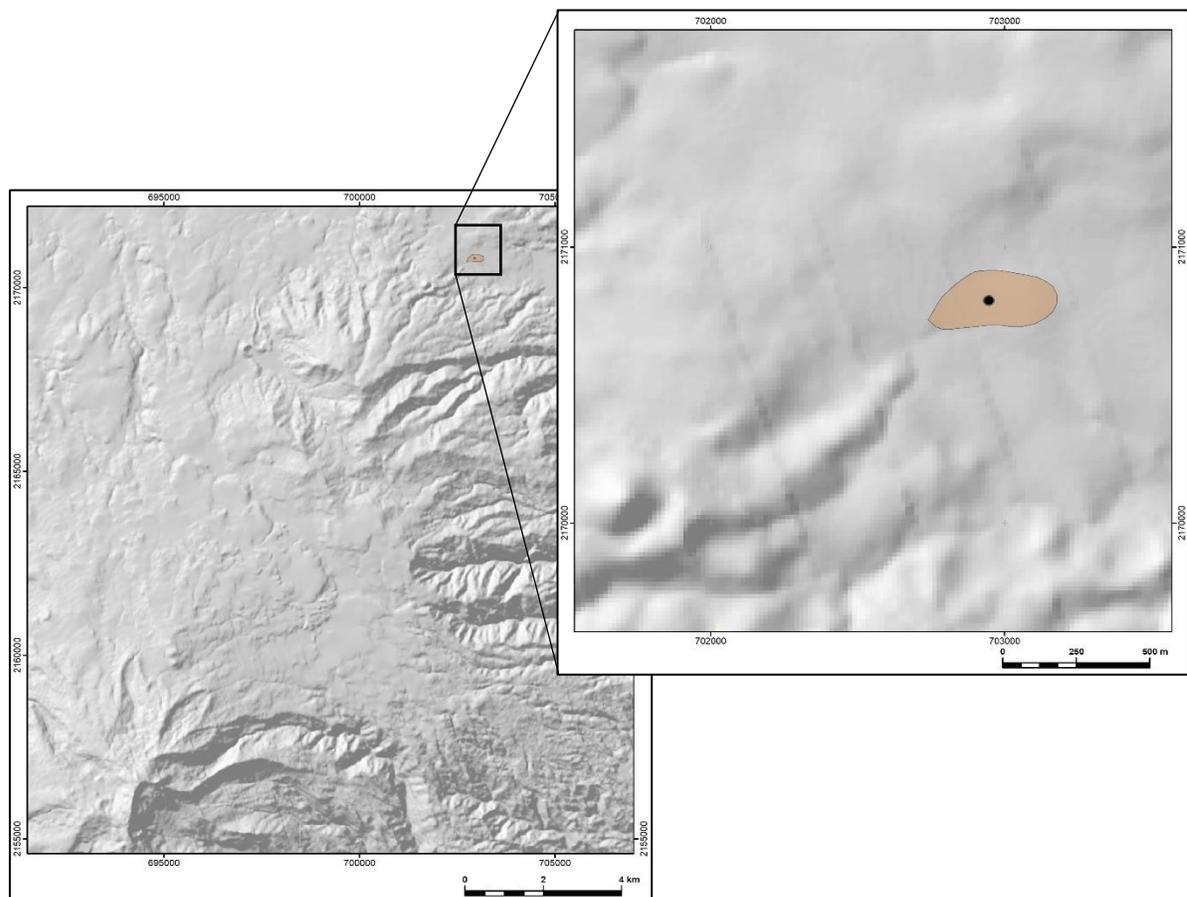


Figura 47.  Edificio volcánico parcialmente cubierto por lavas recientes.

### 3.5 Relieve antecedente: modelado por la acción fluvial y/o parcialmente cubierto por lavas y piroclastos

Las formas que integran este apartado se localizan al norte de la comunidad de Acajete. Corresponde a lomeríos o montañas bajas aisladas que se encuentran rodeadas de lavas y terrenos subhorizontales, estos últimos presentan límites escarpados y alturas prominentes (Fig. 48).

Las superficies en lomeríos muestran intenso modelado fluvial y se manifiesta a través del desarrollo de barrancos de 20 - 40 m de profundidad. Estas características contrastan con el relieve volcánico adyacente, por lo tanto, podrían estar vinculadas con un basamento pre-volcánico en el que se emplazaron estructuras de origen reciente.

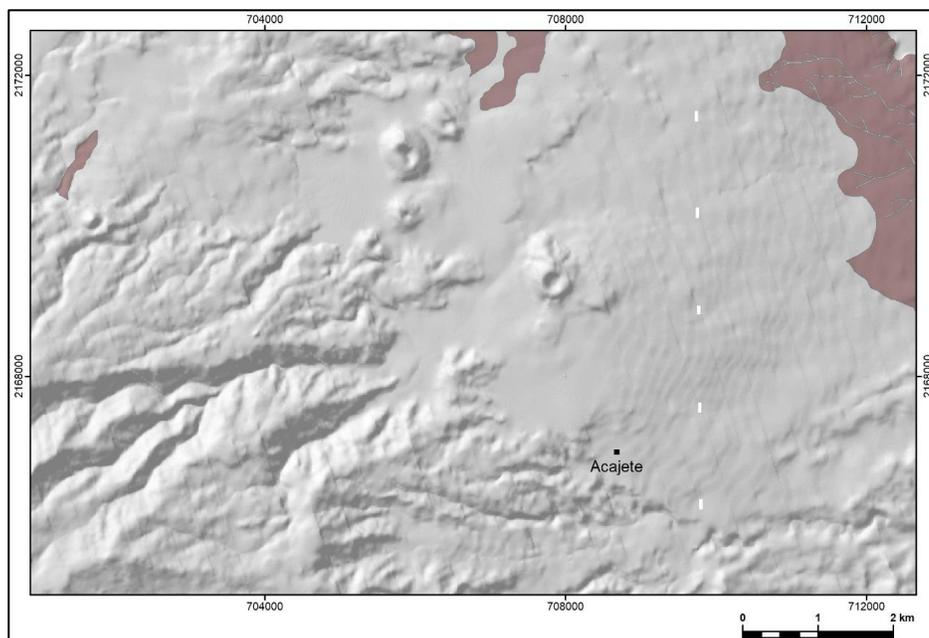


Figura 48. ■ Relieve antecedente constituido por lomeríos o montañas bajas, presenta modelado fluvial y cubiertas piroclásticas recientes.

### 3.6 Lavas modeladas por la acción:

a) Fluvial

b) Glaciar

Los flujos de lava que pertenecen a este grupo, se vinculan con edificios cineríticos modelados de forma intensa por la erosión fluvial y glaciar. Se localizan en la mitad oriental de la zona de estudio, cubren un área total de 117 km<sup>2</sup>, sin embargo, su continuidad se interrumpe por depósitos de avalanchas volcánicas, lavas y piroclastos recientes que los sepultan. La composición de las coladas varía, de básica (basaltos) a intermedia (andesito-basáltica).

Para su explicación, estos flujos se han separado en dos grupos de acuerdo con el agente erosivo responsable de su morfología actual. En este sentido, el primer grupo contempla los derrames modelados por los procesos fluviales, el segundo, integra aquellas lavas afectadas por la dinámica glaciar.

a) Fluvial:

Los flujos de lava que se incluyen en este apartado, tienen la característica de estar transformados por la erosión fluvial. Se encuentran divididos en dos conjuntos, el primero se localiza en el N-E del territorio de estudio (1 460 – 2 980 msnm), el segundo, se emplaza a lo largo del margen sur, entre los 1 140 y 2 280 msnm. En total, cubren una superficie de 79 km<sup>2</sup>, la longitud promedio de estos derrames es de 1.40 km, no obstante, algunos sobrepasan los 4 km de largo (Fig. 49).

Los flujos de lava del N-E presentan dos morfologías características, en planta son alargadas y algunas de ellas se sobreponen y dan un efecto en perfil de gradería. La acción fluvial modifica la superficie de las lavas a partir del desarrollo de saltos de cabecera (erosión remontante), surcos y cárcavas, de esta manera las va seccionando, en los bordes el proceso se acentúa con la acción gravitacional, en consecuencia, los frentes pierden altura y, en su base se desarrollan pequeñas rampas fluvio-gravitacionales.

Hay que mencionar que en los bordes (frentes), existen fisonomías cóncavas de pendiente pronunciada, esta morfología se observa entre los 2 220 – 3 020 msnm, su existencia se asocia al paso de masas de hielo que destruyeron un sector del frente de lava.

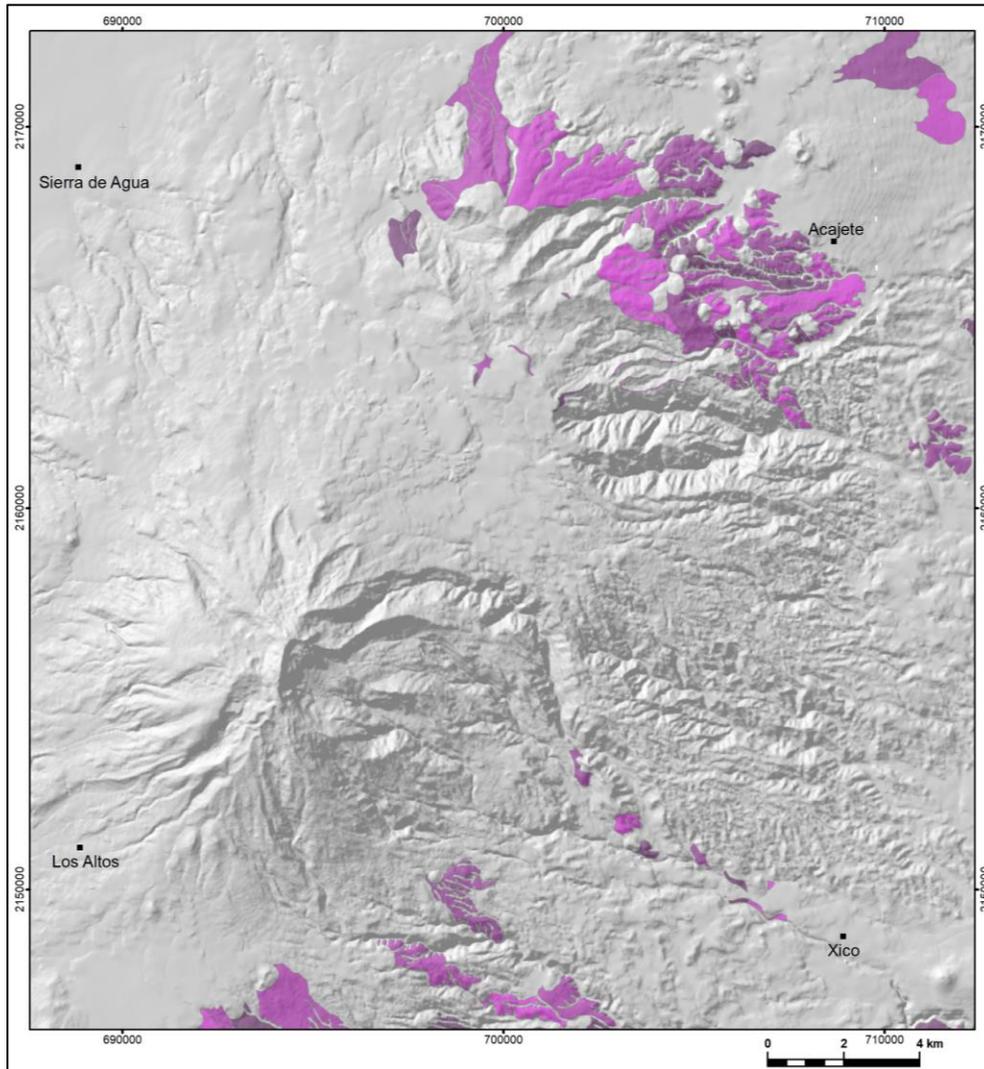


Figura 49.  Flujos de lava modeladas por la acción fluvial, los tonos evidencian coladas individuales de lava.

En los flujos del sur, predomina una morfología tabular-alargada con frentes escarpados, que en planta, se observan fraccionadas debido al intenso modelado fluvio-gravitacional. Esta dinámica está representada por un sistema de drenaje

denso, de configuración subdendrítica, en donde se desarrollan valles angostos que profundizan en los contactos entre coladas de lava. El origen de este patrón fluvial, obedece a la existencia de mantos piroclásticos potentes, que están siendo desmantelados por la dinámica exógena intensa.

Las lavas modeladas por los procesos fluviales y glaciares, sobreyacen a los derrames intermedios asociados a la estructura principal, y se encuentran por debajo de lavas tardías que definen la cima actual del Cofre de Perote.

#### b) Glaciar

Las lavas de este grupo presentan un intenso modelado glaciar, dinámica que dificulta el reconocimiento de rasgos primarios como crestas de compresión o superficies lobuladas. Estos flujos forman parte de la vertiente occidental del edificio principal y también se reconocen en el sector N-E de la zona de estudio, en ambos casos son frecuentes entre las cotas de 2 240 y 3 800 msnm. El área total es de 38 km<sup>2</sup> y la longitud promedio de los flujos es de 1.12 km (Fig. 50).

La morfología característica de los derrames, es de superficies subhorizontales ligeramente onduladas, producto de la acción abrasiva-acumulativa de los hielos. En los flujos en donde el frente de lava es superior a 350 m, las masas de hielo no alcanzaron a cubrirlas, en consecuencia, se tienen vertientes con morfologías cóncavas-rectas, de pendientes álgidas y escarpes irregulares, la mayor parte de estas superficies integran los circos glaciares.

Los agentes erosivos que predominan en la actualidad en estos territorios, son cauces poco profundos, representados por cárcavas y barrancos que no sobrepasan los 40 m de profundidad. Sin embargo, aquellos derrames ubicados en los contactos con depósitos de avalancha de escombros, albergan cuencas de captación que alimentan valles profundos y extensos.

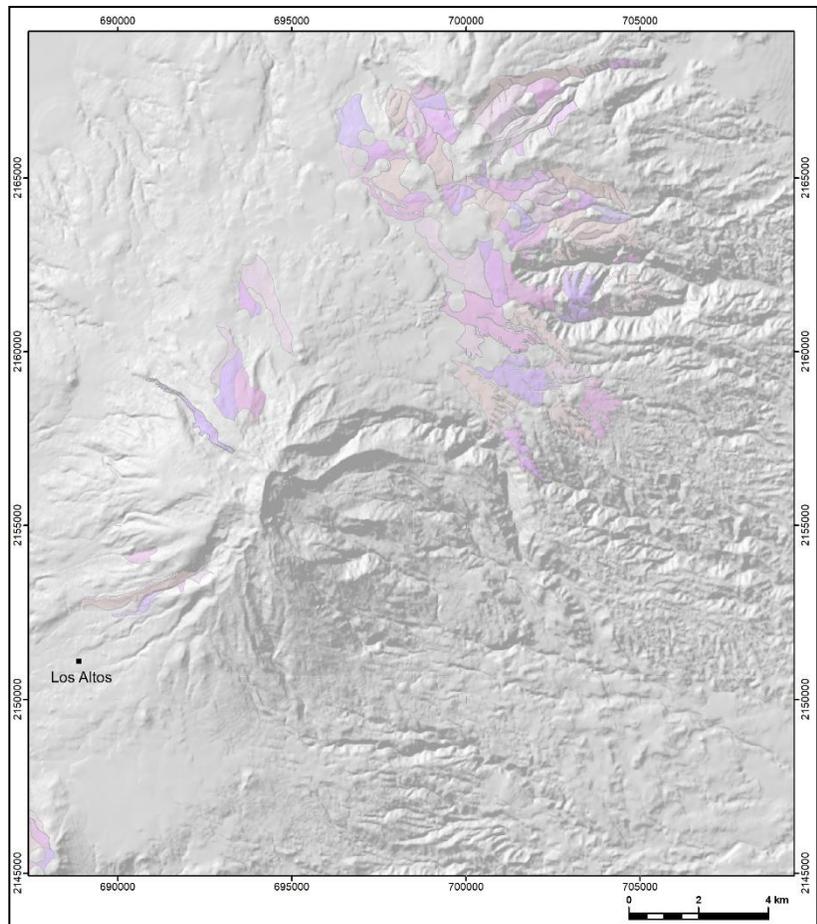


Figura 50.  Flujos de lava modeladas por la acción glaciár, los tonos evidencian coladas individuales.

En este apartado, se identificaron relieves de origen volcánico modificados de forma sustancial, por los principales agentes erosivos en la zona de estudio, como son las masas de hielo y los procesos fluviales-gravitacionales.

La dinámica glaciár se hizo evidente en dos sectores principales, en el N-E y sobre las laderas mayores del edificio principal. En ambas zonas se identificaron conos cineríticos y flujos de lavas transformados por las masas de hielo, de tal forma que sólo se conservan fragmentos de las estructuras originales, en las cuales predomina una geometría irregular y superficies subhorizontales pulidas.

La dinámica fluvio-gravitacional permanece constante en el territorio de estudio, sobre todo en las vertientes de la mitad oriental. En este sector, se desarrollan las

cuencas de captación que alimentan valles amplios y profundos, los cuales integran los sistemas fluviales más importantes de la zona de estudio.

## **RELIEVE EXÓGENO**

Comprende las morfologías que se originan a partir de la intervención de agentes externos, como el agua de escurrimiento superficial y subterránea, las masas de hielo, el viento y la fuerza gravitatoria. Su capacidad erosiva, dependerá de factores como la permeabilidad del sustrato, edad de los materiales, inclinación del terreno, posición altitudinal y condiciones climáticas actuales. Las formas resultantes se dividen en erosivas y acumulativas, de acuerdo con el proceso exógeno que les dio origen.

### *4. Erosivo fluvial*

En este apartado, se integran las formas que surgen a partir de la remoción de materiales por las corrientes superficiales permanentes y temporales (cauces), que prevalecen en el Cofre de Perote. La longitud, amplitud, profundidad y densidad de cada una de las morfologías (surcos, cárcavas, barrancos y valles), dependerá de la competencia del sustrato a la erosión.

#### 4.1 Cauces:

Corresponde a depresiones angostas y alargadas que se inclinan en dirección a la pendiente general del terreno, pueden estar ocupadas o no, por agua corriente. Se forman a partir del trabajo erosivo de los escurrimientos sobre el sustrato, esta dinámica amplía las vertientes (erosión lateral), al mismo tiempo que aumenta su longitud (erosión remontante). Por lo general, aquellos cauces que son característicos de zonas montañosas presentan un perfil transversal en V (Goudie, 2004).

Las corrientes fluviales desarrollan distintos tipos de configuración o definiciones geométricas que se pueden observar en planta, cada una de ellas depende de

factores como permeabilidad de la roca, estructura geológica, actividad tectónica, condiciones climáticas, entre otros (Lugo, 2015).

En el territorio de análisis, la red fluvial presenta diferentes patrones espaciales como el dendrítico, subdendrítico, subdendrítico-radial centrífugo, subparalelo y subparalelo-subdendrítico. En esta clasificación se utilizaron los criterios de Guerra (1980), Bloom (1978) y Howard (1967) (Fig. 51).

El patrón dendrítico, presenta bifurcaciones irregulares que siguen la pendiente general del terreno y se unen a la corriente principal formando ángulos agudos. Su desarrollo tiene lugar en rocas de composición litológica homogénea, que presentan resistencia uniforme a la erosión (Howard, 1967).

En la zona de estudio, el diseño dendrítico se extiende sobre las vertientes orientales y occidentales de la estructura principal, donde se emplazaron flujos de lavas de la última etapa eruptiva. Estos terrenos fueron afectados por masas de hielo, lo que permitió el desarrollo de extensas depresiones (valles glaciares), que en la actualidad, ejercen un marcado control estructural sobre el sistema fluvial de esta zona.

El drenaje subdendrítico es una variante del patrón anterior, se distingue por presentar menor densidad de tributarios y extenderse en zonas con pendiente homogénea. Cubre la mayor parte del territorio de estudio, se extiende en la mitad oriental, en el margen S-E y en las laderas del N-W de la estructura principal. En estos terrenos se emplazaron depósitos de avalancha y productos volcánicos antiguos, constituidos por materiales detríticos y poco consolidados, los cuales muestran inclinaciones que no ejercen un control estructural importante en el sistema fluvial.

El patrón subdendrítico-radial centrífugo se localiza en los terrenos elevados del centro (conos volcánicos, domos), extremo N-E y S-E de la zona de estudio. En estas superficies, las corrientes fluviales divergen desde un punto o área en común y discurren de forma radial hacia el sistema de drenaje principal.

La configuración subparalela se caracteriza por presentar afluentes más o menos rectos y equidistantes entre sí. En el Cofre de Perote, se extienden en el margen norte, en terrenos donde predominan depósitos volcánicos recientes que son permeables, y una pendiente moderada a ligera sin resaltes topográficos importantes, esto impide que el drenaje se densifique y profundice.

El diseño subparalelo-subdendrítico se desarrolla en las vertientes del S-W del edificio principal, como una modificación al drenaje dendrítico predominante en la zona. Esto se debe a la presencia de terrenos subhorizontales compuestos por materiales volcánicos recientes y eólicos, que permiten la existencia de pendientes moderadas, homogéneas y sin cambios abruptos en el relieve.

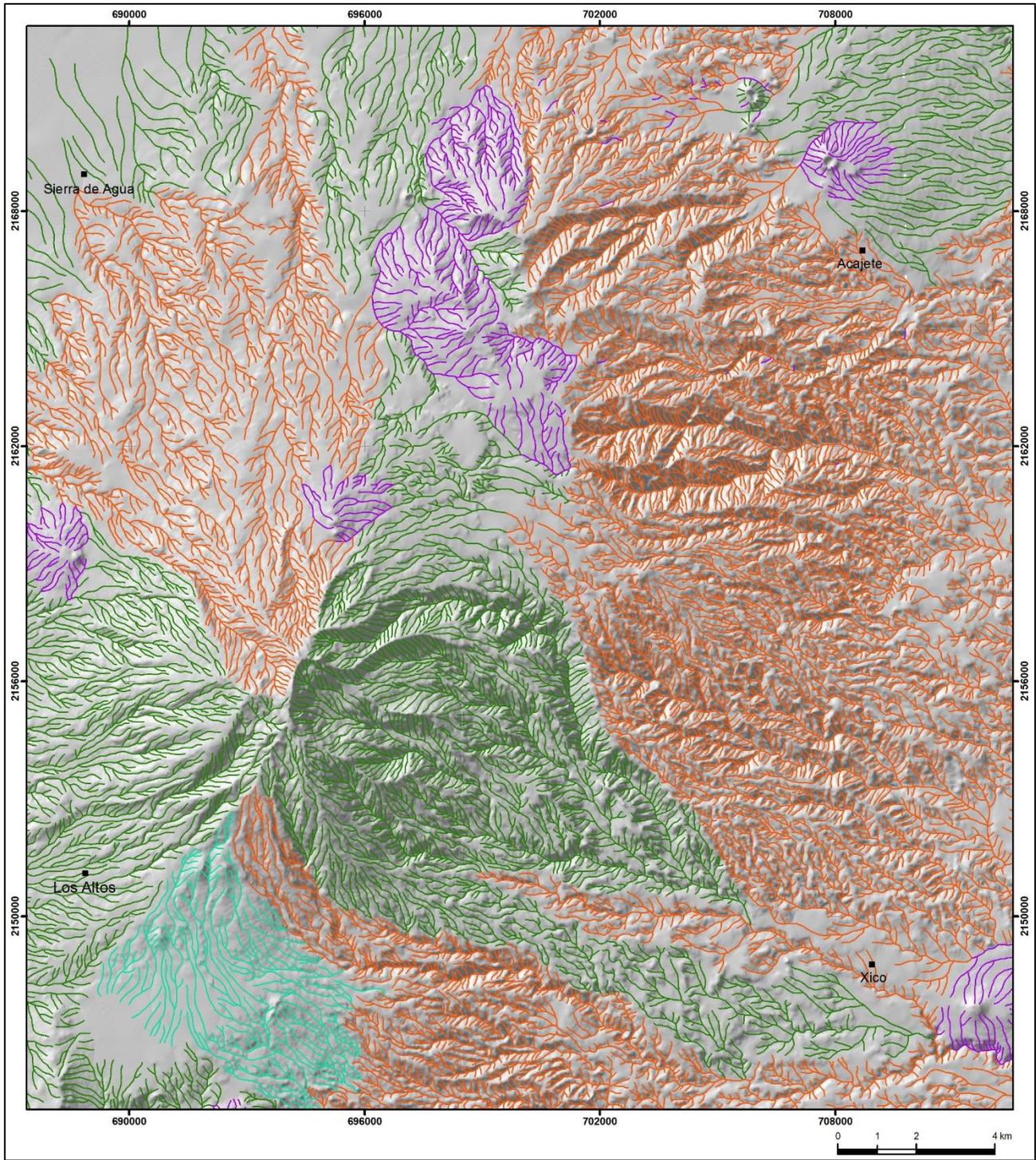


Figura 51. Configuraciones del drenaje del Cofre de Perote: dendrítico  ; subdendrítico  ; subdendrítico-radial centrífugo  ; subparalelo  ; subparalelo-subdendrítico  .

Los cauces presentes en el territorio de estudio fueron diferenciados de acuerdo con su profundidad y la forma que presentan en perfil. Para ello, se tomó como base la secuencia morfológica realizada por Gorshkov y Yakushova, (1970).

La clasificación anterior comienza con la formación de efímeros hilos de agua que reciben el nombre de lloraderos, sin embargo, la escala en la que se ha realizado la cartografía geomorfológica (1:25 000; Anexo), impide el reconocimiento de cauces de dimensiones tan pequeñas. En este sentido, los ríos de la zona en estudio, se han agrupado en tres niveles evolutivos a partir de las cárcavas, las cuales integran las esorrentías con menos de 20 m de profundidad. Estos cauces, son los afluentes de los barrancos que presentan entre 20 y 40 m de fondo, mismos que pueden evolucionar hasta formar valles principales > 40 m (Fig. 52).

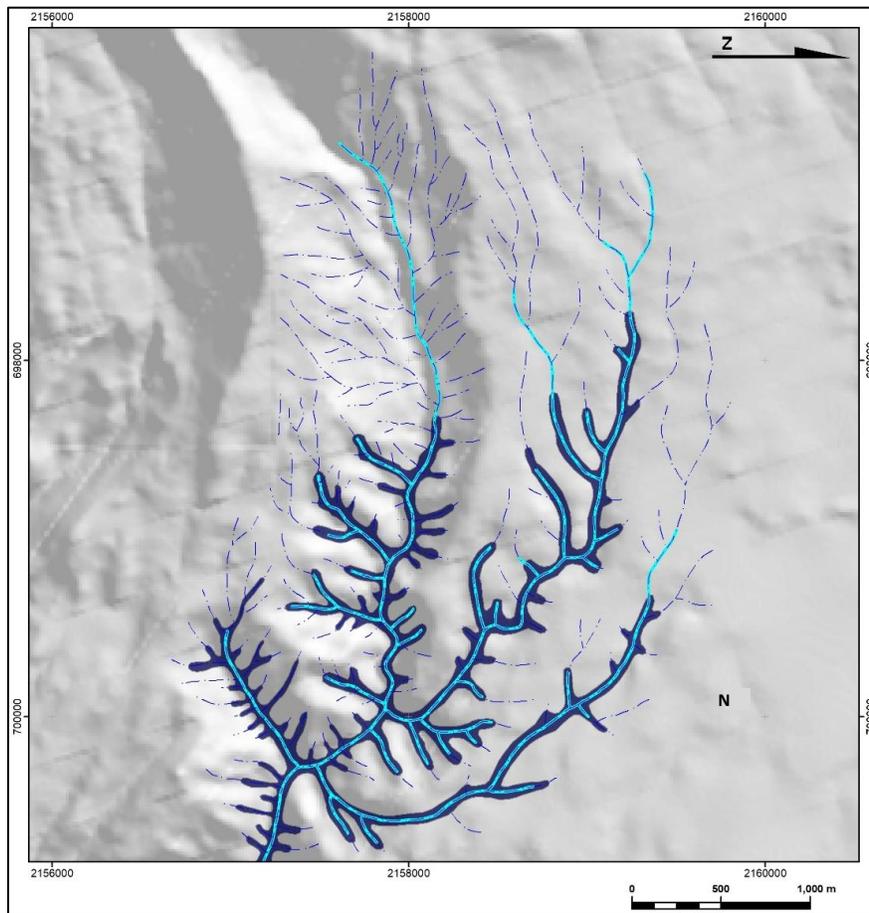


Figura 52. Ejemplo de la clasificación morfológica de los cauces de la zona de estudio:

 < 20 m (cárcavas);  20 – 40 m (barrancos);  > 40 m (valles).

#### 4.1.1 < 20 m (cárcavas)

En este apartado se agrupan las formas menores del relieve erosivo fluvial que se conocen como cárcavas. Se caracterizan por presentar una morfología a manera de *zanja*, con una profundidad suficiente para cubrir una persona (< 20).

Representan la etapa primitiva en la evolución de los valles, ya que con ellos se inicia la erosión fluvial. Al ser los cauces más cercanos a los interfluvios, su poder erosivo es estacional y se encuentra condicionado por la pendiente del terreno, las características del sustrato y el régimen de precipitaciones. Se presentan aislados o en redes de corta longitud, que agrupan los afluentes de drenajes más evolucionados como los barrancos y valles (Fig. 52).

Las cárcavas que se extienden en el Cofre de Perote, cuando se observan en perfil, muestran tres tipos de morfologías que dependen de las condiciones del sustrato y de la dinámica exógena-fluvial. Cuando se presentan en contactos litológicos como flujos de lavas recientes, el perfil que predomina es en V, debido a la inexistencia de detritos al interior de ellos.

En los espacios donde el lecho fluvial contiene abundante cantidad de materiales, se identificaron dos variantes de la morfología en V. En las superficies donde predomina un lecho rocoso o sedimentos glaciares, se observa un perfil cóncavo-angosto, mientras que, en los terrenos constituidos por depósitos de avalancha o piroclastos, se identificó una morfología a manera de embudo.

Es importante mencionar que, las morfologías anteriores fueron identificadas durante el proceso de fotointerpretación, sin embargo, la escala a la que se presenta el mapa geomorfológico (1:25 000; Anexo), imposibilita su representación diferenciada.

#### 4.1.2 20 – 40 m (barrancos)

En este grupo se integran los barrancos de entre 20 y 40 m de profundidad, representan las formas mayores secundarias de origen fluvial. Vistos en planta, se muestran rectilíneos, en perfil, son angostos, limitados por laderas abruptas y por lo

general, asimétricas. Su existencia depende de la geometría, inclinación y tipo de roca del terreno donde tengan desarrollo (Fig. 52).

A medida que pasa el tiempo, las cárcavas incrementan su poder erosivo más allá de las divisorias de aguas, e inician el segundo estadio evolutivo del drenaje, representado por los barrancos. Cuando se encuentran en crecimiento, se forma un escarpe a desplome en su cabecera (salto de cabecera), que es socavado por el paso del agua al igual que sus vertientes, como consecuencia, el cauce crece laderas arriba, de manera simultánea, se ahonda y ensancha en toda su longitud (Gorshkov y Yakushova, 1970).

Los barrancos del territorio de estudio, se presentan en contactos geomorfológicos como flujos de lavas o alrededor de estructuras volcánicas. A diferencia de la geometría y dimensiones de las cárcavas, los barrancos presentan un perfil del cauce cóncavo, con un fondo que puede ser recto o subhorizontal. Esto se vincula con la posición altitudinal a la que se encuentran, ya que, al estar en un nivel más bajo, el tirante de agua aumenta y con ello, su poder erosivo.

#### 4.1.3 > 40 m (valles)

La última clasificación de los cauces corresponde a los valles, representan las formas mayores del relieve erosivo-fluvial. Se caracterizan por tener una corriente de agua permanente, cuyo caudal varía en función de la estación del año. Se agrupan en sistemas fluviales o cuencas, las cuales pueden ser endorreicas (Cuenca de México), o exorreicas con desembocadura en el mar.

En el territorio de estudio, su formación se vincula con procesos fluvio-gravitacionales, asociados al fenómeno de cavitación de la margen inferior del valle (zapa). Esta dinámica condiciona su crecimiento, tanto en longitud como en amplitud y profundización del cauce. Si bien, son un ejemplo del resultado de la acción erosiva del agua, existe otro grupo de valles que han aprovechado depresiones preexistentes de origen glaciar, para desarrollarse dentro de estas (Fig. 52).

Los valles fluviales de la zona de estudio, en general, se caracterizan por presentar un perfil en V de gran amplitud, sin embargo, durante el proceso de

fotointerpretación, se reconocieron otras formas al interior de estas estructuras. En ese sentido, el fondo puede ser cóncavo amplio o de morfología mixta, esto es, cóncavo en las laderas bajas y subhorizontal en el fondo.

La dinámica erosiva se hace presente a lo largo de los valles fluviales, como evidencia de ello, se identificaron circos de erosión, desprendimientos de rocas y deslizamientos de tierra en los que el depósito no existe, debido a que ha sido removido por el propio río. Es importante mencionar que, en la cartografía que se presenta (Anexo), sólo fue posible la representación de los procesos que la escala permite, sin embargo, su aparición es frecuente en las vertientes que integran este relieve.

Cabe mencionar que los valles definen cuencas endorreicas y exorreicas. Las primeras, caracterizan la vertiente occidental de la zona de estudio, en este sector los ríos Churrero y El Tigre desembocan en la cuenca lacustre conocida como Serdán-Oriental. Los segundos, definen valles profundos y bien integrados y son característicos del sector oriental. Los más representativos son Texolo, El Venado, Pixquiác, Palo Blanco, Sedeño y Las Vigas, todos ellos forman parte de la cuenca alta de los ríos Los Pescados y Actopan que desaguan en el Golfo de México.

#### 4.2 Cuencas fluvioglaciares

Corresponde a depresiones originadas por antiguos sistemas glaciares que ocuparon estas porciones, y que han sido transformados por la dinámica erosiva fluvial-gravitacional actual. Se extienden en el sector oriental a partir de la cota de los 2 860 msnm, en la zona de depósitos de avalancha y algunas lavas modeladas por la acción fluvial (Fig. 53).

Las cuencas fluvioglaciares pueden presentarse de forma continua o discontinua, en planta muestran una morfología alargada y angosta, esta particularidad permitió diferenciarlas de las cuencas de origen fluvial, las cuales tienden a ser de mayor amplitud.

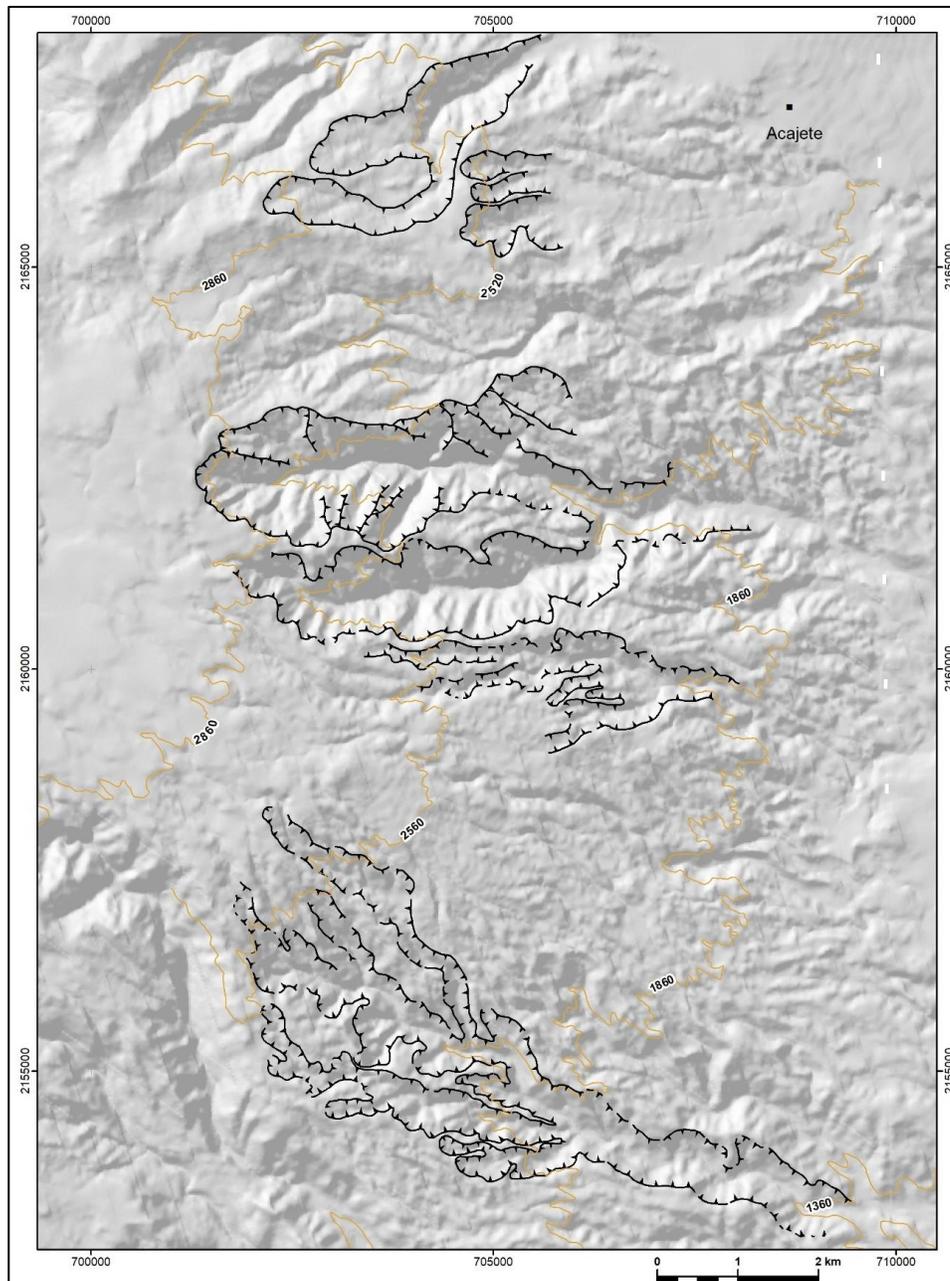


Figura 53.  Cuencas fluvio-glaciares en las laderas del oriente de la zona de estudio.

La presencia de un sustrato poco consolidado y competente a la erosión, como son los depósitos de avalancha propuestos, permite que los procesos fluvio-gravitacionales tengan amplio desarrollo, de manera que, no es posible el reconocimiento de las cuencas glaciares originales.

El sistema fluvial en estos terrenos, resalta dentro del contexto volcánico, debido a su disposición subdendrítica densa, estrecha y con un diseño arborescente, este rasgo hace evidente que, en el pasado, existió un sistema de circo-valle glaciar. Una vez que el hielo se retiró, los cauces fluviales ocuparon las depresiones antecedentes. Su origen, en un principio, fue producto de la fusión glaciar y, más tarde, estuvo condicionado por los niveles de precipitación.

La posición altitudinal a la que se identificaron las cuencas fluvioglaciares (2 860 msnm), con respecto a formas glaciares localizadas en la estructura principal, como circos, valles o depósitos morrénicos, evidencia que las masas de hielo alcanzaron niveles más bajos a los reportados (3 650 msnm), hasta el momento, en la literatura especializada para el periodo conocido como Último Máximo Glaciar, ocurrido hace 22 Ka aproximadamente (Vázquez y Heine, 2011; Lachniet y Vázquez, 2005).

#### 4.3 Circos de erosión

Corresponde a formas cóncavas y semicirculares, su desarrollo es frecuente en los terrenos de montaña. En la zona de estudio, la profundidad de este relieve es de 175 m, dato promedio, y son característicos de las vertientes orientales, en donde han sido excavados en materiales detríticos poco consolidados, que tuvieron su origen en los eventos explosivos asociados a las avalanchas volcánicas. Otro grupo de circos erosivos aparecen en sustratos parecidos al anterior, pero de génesis distinta, se trata de materiales de origen glaciar que han sido removidos por la acción fluvial (fluvio-glaciar) (Fig. 54).

Su origen se relaciona con el proceso de erosión regresiva de los ríos (salto de cabecera-erosión remontante), los cuales cavitan las laderas inferiores del valle (zapa), al mismo tiempo que profundizan el cauce. Esta dinámica favorece los desprendimientos de las vertientes que se encuentran a mayor altitud, en consecuencia, se forma un escarpe limitado por laderas abruptas, el cual incrementa en tamaño a medida que la erosión fluvio-gravitacional continúa.

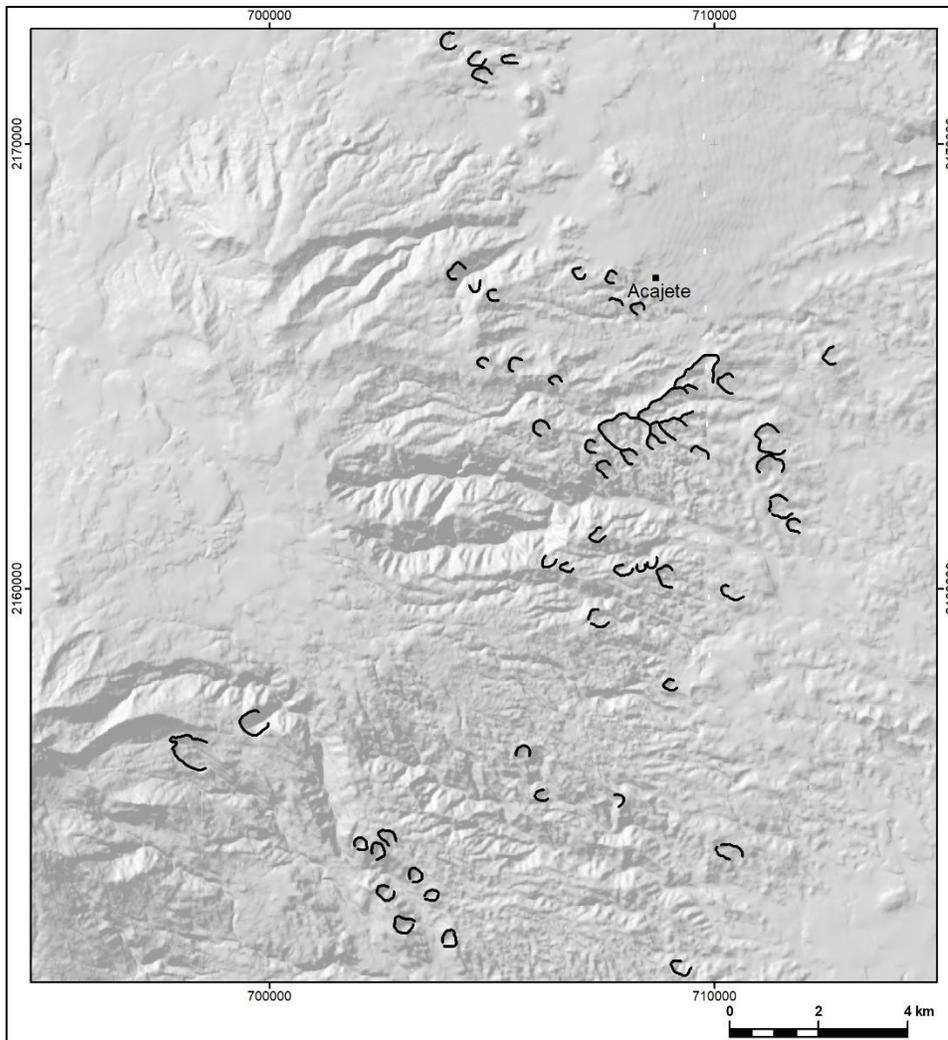


Figura 54.  Circos de erosión fluvial en las laderas del oriente de la zona de estudio.

En el Cofre de Perote se distinguieron dos tipos de circos fluviales, los primeros, presentan gran amplitud y tienen desarrollo en los materiales detríticos provenientes de los colapsos volcánicos. Por el contrario, en la segunda variante, se identificó una geometría semicircular estrecha, estos escarpes se localizan al interior de valles glaciares, sobre laderas con alto grado de fracturación.

El desarrollo de los circos de erosión se interpreta como un indicador de que los procesos exógenos, en específico los fluvio-gravitacionales, se encuentran activos en la zona de estudio, y son los responsables del crecimiento en amplitud, de los valles fluviales en este territorio.

## 5. Erosivo gravitacional

En este apartado se incluyen las formas que resultan del desplazamiento de materiales que conforman vertientes rocosas o detríticas, debido a la acción de la fuerza de gravedad. Entre los factores que favorecen los procesos gravitacionales, se encuentran la morfología del terreno, cambios en el ángulo de inclinación de las laderas, lubricación-erosión a lo largo de planos de debilidad, estructuras disyuntivas activas, alternancia de periodos de humectación-sequedad (lubricación de planos) y congelamiento-deshielo (gelifracción) y fenómenos hidrometeorológicos (estacionales y extraordinarios), entre otros (Lugo, 2015).

En el Cofre de Perote, se identificaron morfologías creadas a causa de los deslizamientos de tierra. Se localizan al centro de la zona de estudio, entre las cotas de 2 360 y 3 260 msnm, son frecuentes en las laderas de los valles glaciares, sin embargo, en la cartografía geomorfológica, sólo fue posible la representación de los procesos de ladera que la escala permite (1: 25 000; Anexo).

### 5.1 Corona de deslizamiento

Escarpe que se origina por un movimiento de cizalla y ruptura asociado al desplazamiento de masas rocosas-detríticas. En la mayoría de los casos, adoptan una forma semicircular, aunque también pueden ser rectilíneos. Presentan una altura media de 122 m y una amplitud del arco de 473 m, en promedio. Las coronas de deslizamiento fueron identificadas en laderas del edificio principal que presentan inclinaciones  $> 40^\circ$ , alteradas en el pasado, por la dinámica glacial y, en menor medida en depósitos de avalancha poco consolidados (Fig. 55).

Su origen está vinculado con la formación de grietas en las laderas rocosas, a causa de periodos de congelamiento y deshielo (gelifracción), las cuales fueron perdiendo estabilidad al quedar expuestas a los procesos fluvio-gravitacionales actuales.

Es importante mencionar que, se identificaron escarpes de deslizamiento sin su respectivo depósito, ya que al emplazarse muy cerca del río, ha sido incorporado a la carga fluvial.

## 5.2 Superficie de resbalamiento

Se reconoce como una superficie subhorizontal en donde se desliza la masa rocosa-detrítica hacia las partes bajas, también es conocido como plano de deslizamiento. En el territorio de estudio, presentan una morfología cóncava-recta y dimensiones que varían en dependencia del volumen de detritos removido, así como de la distancia que ha recorrido ladera abajo (Fig. 55).

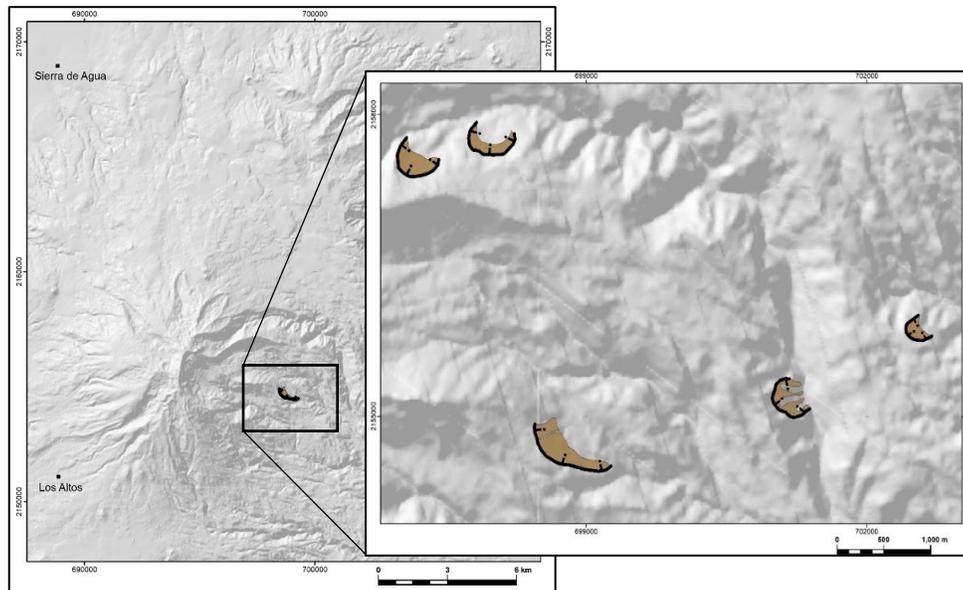


Figura 55.  Corona de deslizamiento y  superficie de resbalamiento al centro de la zona de estudio.

## 6. Acumulativo fluvial

En esta categoría, se incluye el relieve formado a partir de la depositación de materiales transportados por los ríos. Cuando las corrientes fluviales alcanzan un nivel de base local (planicies lacustres antiguas o presas), frenan su poder erosivo, en consecuencia, la carga de sedimentos es acumulada y se construyen nuevas morfologías, su variedad depende de la intensidad de la dinámica exógena inicial y del volumen del depósito.

## 6.1 Planicies aluviales

Se definen como terrenos subhorizontales dispuestos a diferente altura con respecto al río, en conjunto forman terrazas. Se extienden al oriente de la zona de estudio, adyacentes a los cursos fluviales Sedeño, Sordo, Pixquiác, Palo Blanco y Tecajetes (Fig. 56).

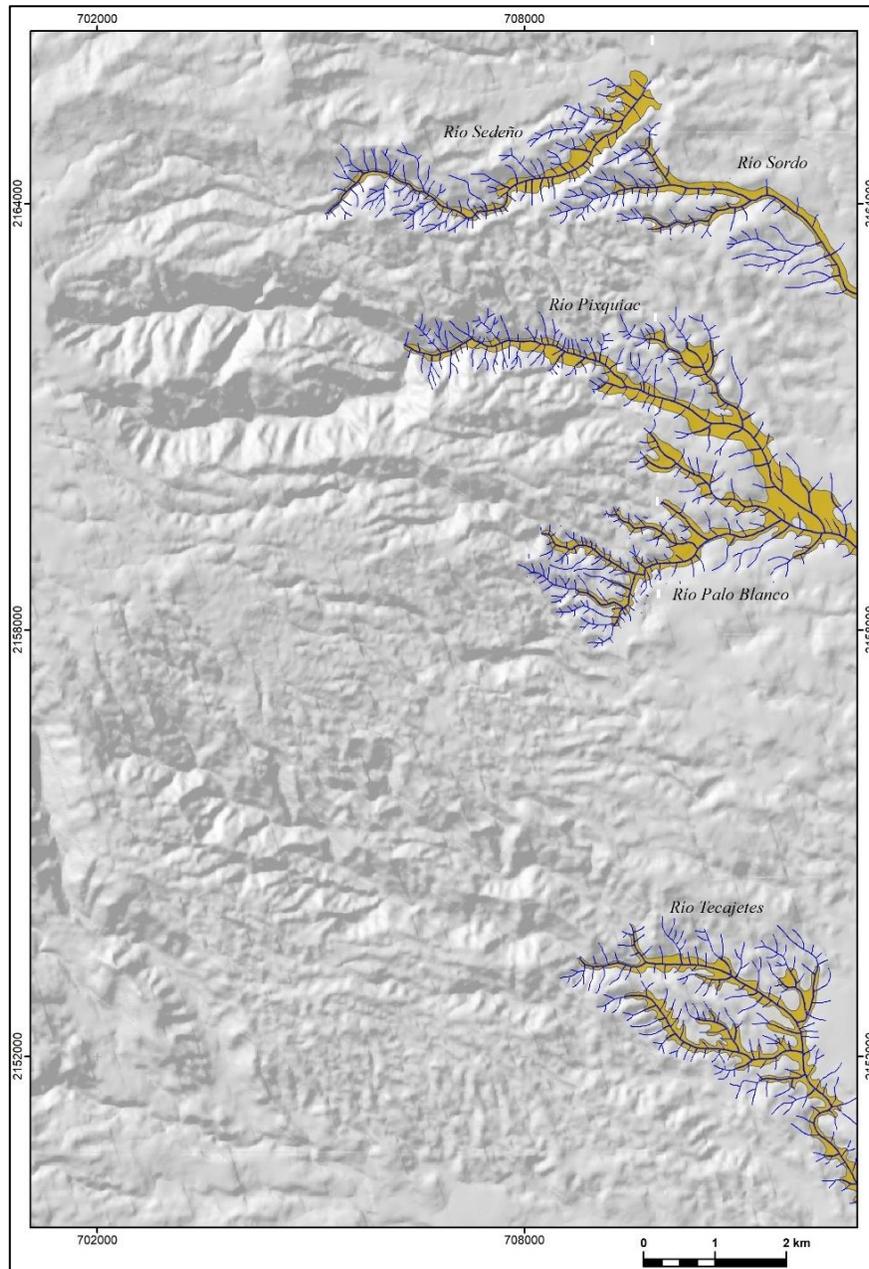


Figura 56.  Planicies aluviales y  cauces fluviales asociados.

Su origen se asocia con la disminución de la pendiente del terreno por la existencia de un nivel de base cercano, como resultado, el río pierde su capacidad erosiva y deposita su carga sedimentaria en las márgenes de los valles, este proceso nivela el fondo a medida que el sistema fluvial aporta material de forma constante.

Las planicies aluviales de la zona de estudio, están delimitadas por laderas escarpadas compuestas por detritos poco consolidados, las de mayor amplitud representan las fronteras geomorfológicas entre los depósitos de avalancha Los Pescados, Xico y Las Lajas - Xalapa.

## 6.2 Planicies complejas

En este apartado se integran las superficies subhorizontales que tienen un origen vinculado con múltiples dinámicas erosivo-acumulativas, y que se encuentran constituidas por materiales provenientes de fuentes distintas.

### a) De origen volcánico-lacustre-proluvial y aluvial: Cuenca Serdán-Oriental

Corresponde a superficies subhorizontales que presentan inclinaciones  $< 4^\circ$ , se localiza en el extremo N-W de la zona de estudio y cubre un área de 16 km<sup>2</sup>, a su vez, forma parte del margen norte de la extensa planicie conocida como la endorreica de Serdán-Oriental (Fig. 57).

El origen de estos terrenos se vincula con la obturación de los principales drenajes, debido al emplazamiento de barreras volcánicas monogenéticas. De forma paralela a esta dinámica, se construyeron estructuras de dimensiones mayores que, en la actualidad, conforman los parteaguas de la Cuenca, uno de ellos es el Cofre de Perote.

En el interior de estos espacios, se localizan cuerpos de agua estacionales que son alimentados por un sistema fluvial intermitente, el cual se origina en la zona montañosa y encuentra su nivel de base local en la planicie de la Cuenca Serdán-Oriental, el caudal y poder erosivo de estos ríos está sujeto a la temporada de precipitaciones extraordinarias.

En particular, la superficie que pertenece al área de estudio presenta una ligera inclinación  $< 4^\circ$  hacia el NW, debido a la sobreposición de abanicos proluviales constituidos por detritos volcánicos, acarreados desde las vertientes de mayor altitud durante la estación lluviosa.

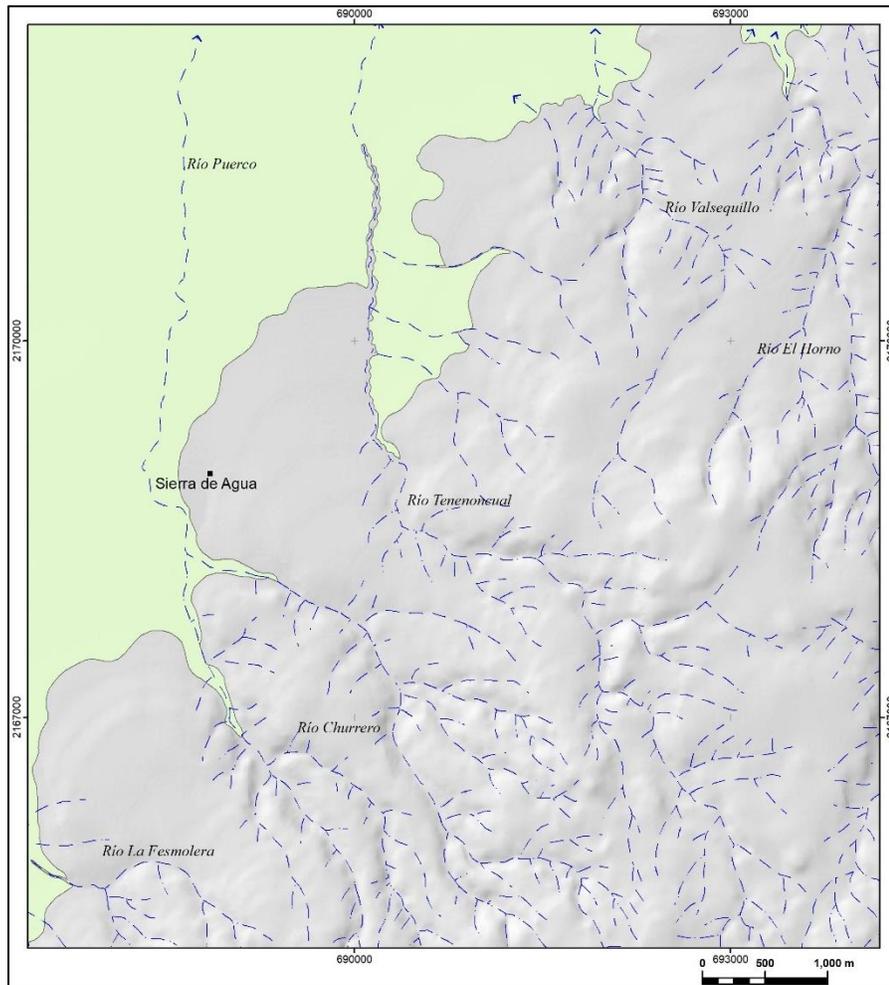


Figura 57.  Planicie de origen volcánico-lacustre-proluvia y aluvial: Cuenca Serdán-Oriental.  Cauces fluviales asociados.

b) Antiguos valles nivelados con morfología subhorizontal

Se trata de superficies subhorizontales localizadas en el NE de la zona de estudio, marcan el límite entre estructuras volcánicas recientes y tempranas. El origen de estas planicies, se vincula con antiguos valles fluviales que perdieron su continuidad

de forma abrupta por la obturación del canal principal, debido al emplazamiento de materiales volcánicos recientes (flujos de lavas y piroclastos). Este hecho favoreció el represamiento del sistema fluvial y la colmatación de la depresión, en consecuencia, se formaron cuerpos de agua someros que, más tarde, fueron drenados por completo a causa de la alta permeabilidad del sustrato preexistente (Fig. 58).

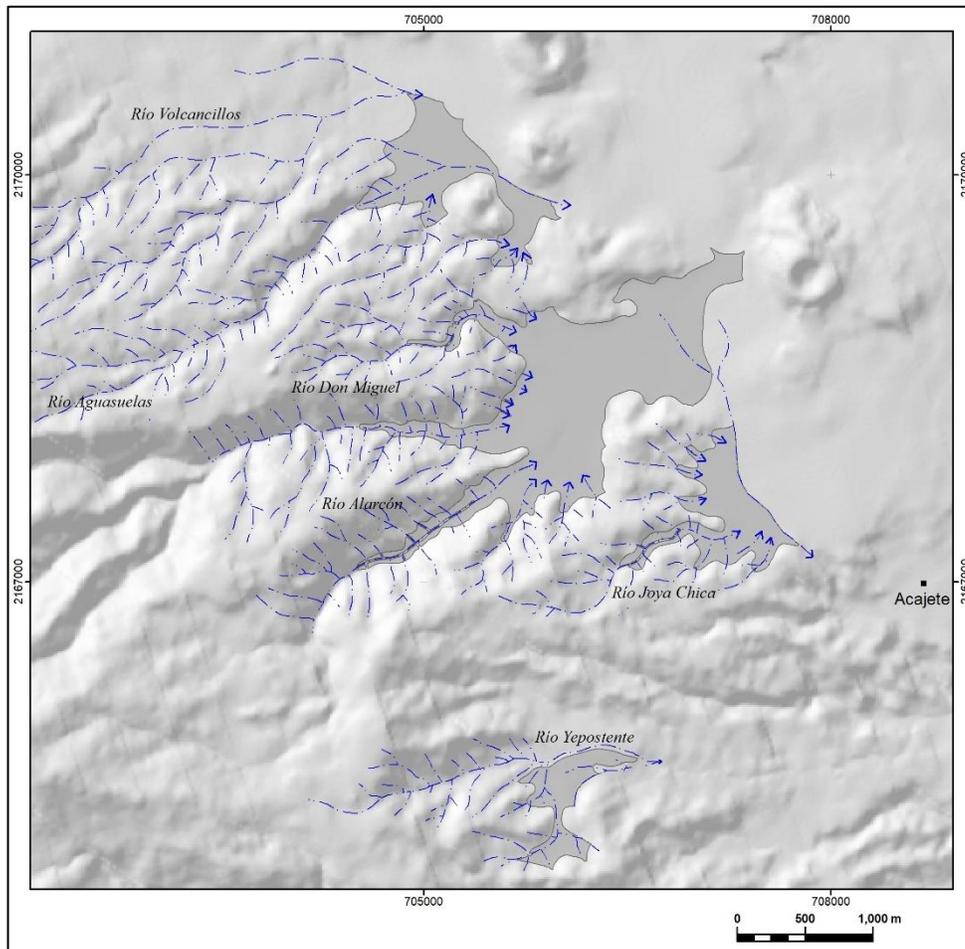


Figura 58.  Antiguos valles obturados y colmatados de morfología subhorizontal.  Cauces fluviales asociados.

En la actualidad, estos terrenos representan un nivel de base local para los cursos fluviales Volcancillos, Don Miguel, Aguasuelas, Alarcón, Joya Chica y Yepostente. Esta característica, favorece la nivelación del valle debido a la acumulación de materiales detríticos fluvio-glaciares, provenientes de laderas más altas afectadas

por el paso de los hielos. En la zona de contacto entre la planicie con los ríos actuales, se han formado abanicos incipientes, sin embargo, la escala del mapa geomorfológico, impide su representación (1: 25 000; Anexo).

c) De origen volcánico (piroclastos) modeladas por la acción eólica

Son superficies subhorizontales, ligeramente inclinadas y onduladas, localizadas al S-W de la estructura principal, cubre un área total de 9.5 km<sup>2</sup>. Su origen se vincula con el emplazamiento de potentes cubiertas piroclásticas que han sepultado conos cineríticos, flujos de lavas y depresiones preexistentes, tanto recientes como de edad temprana. Algunas de estas estructuras, sobresalen a manera de crestas entre los depósitos de la planicie, sin embargo, no es posible distinguirlas de manera individual (Fig. 59).

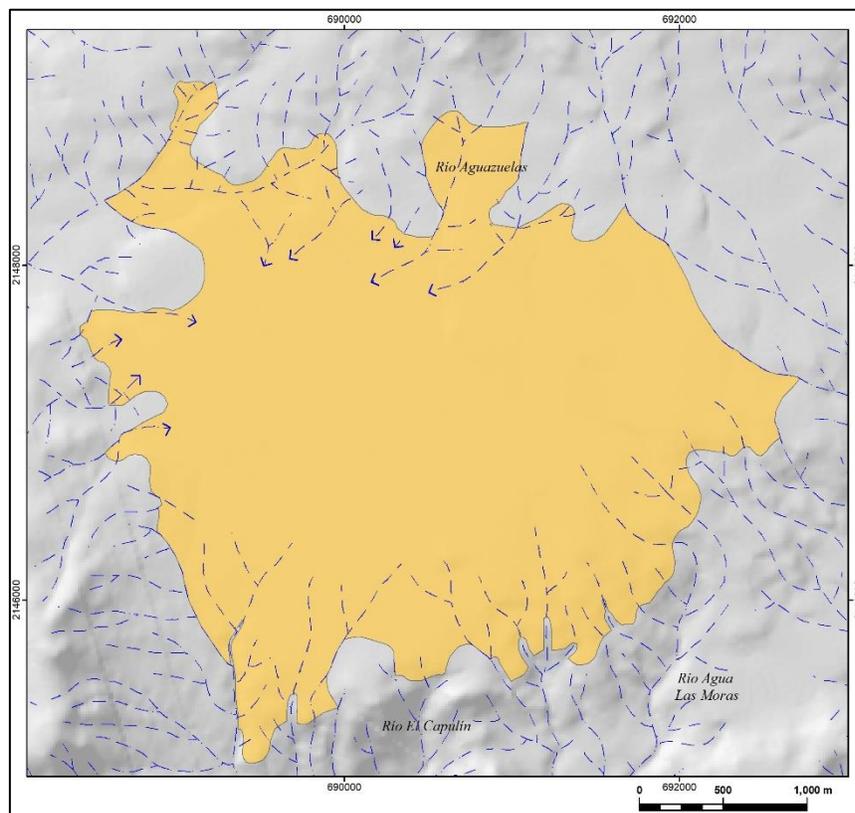


Figura 59.  Planicie compleja de origen volcánico (piroclastos) modelado por la acción eólica.  Cauces fluviales asociados.

El sistema de drenaje en este espacio tiene un comportamiento intermitente o palimpsesto, se encuentra condicionado por la ocurrencia de precipitaciones extraordinarias y por la presencia de un sustrato con alta permeabilidad. Algunos ríos que tienen su origen en la zona de montaña, como el Aguazuelas, encuentran su nivel de base en la planicie, mientras que, otros cauces (El Capulín y Agua Las Moras), inician su curso en el borde sur hacia zonas de menor pendiente.

Una característica que distingue a estos terrenos de otros similares en la zona de estudio, son los depósitos ubicados *a contra pendiente* en las laderas de los volcanes que cercan la planicie. Su origen se relaciona con superficies desprovistas de vegetación, que han dejado expuestas las cubiertas piroclásticas, las cuales son removidas y depositadas en vertientes mayores por acción del viento (deflación), durante los meses de mayor sequía, de noviembre a abril (Fig. 60).

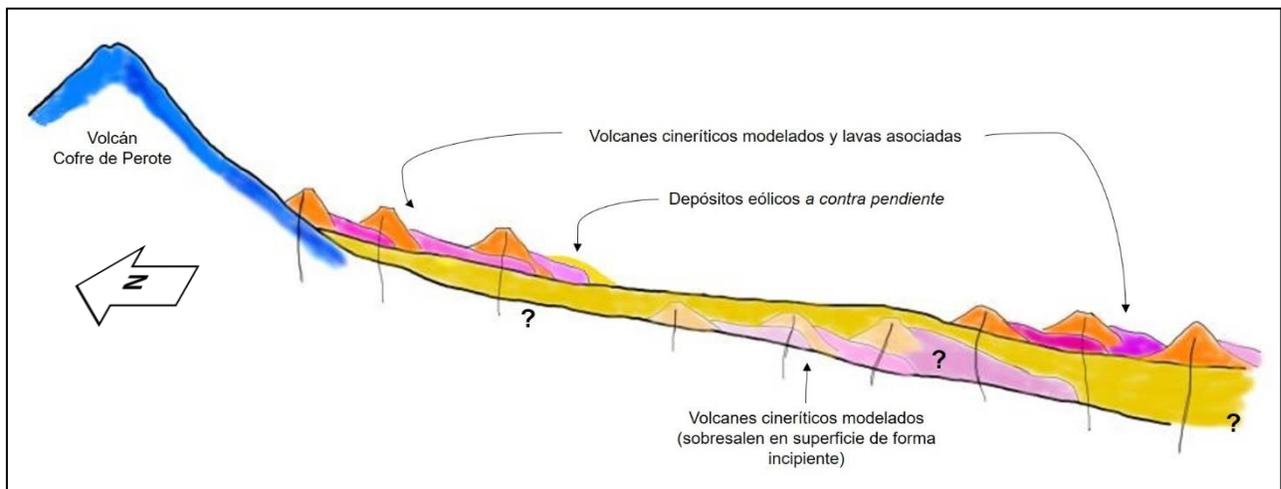


Figura 60. Esquema idealizado de la planicie compleja de origen volcánico (piroclastos) modelada por la acción eólica.

#### d) Proluviales asociadas al acarreo fluvio-glaciar

Corresponde a terrenos subhorizontales, en planta, se observan angostos y alargados. Se localiza al centro de la zona de estudio, representa la frontera

geomorfológica entre flujos de lava recientes y derrames tempranos modelados por la acción glacial (Fig. 61).

La planicie es resultado de la obturación de un valle antecedente debido al emplazamiento de estructuras volcánicas recientes que, con el paso del tiempo ha sido colmatado por el acarreo de detritos fluvio-glaciares, provenientes de conos cineríticos y derrames de lavas afectados por la erosión glacial y por depósitos morrénicos inmediatos a estas superficies.

El sistema fluvial actual que prevalece en la zona, presenta una dinámica intermitente, los cauces representativos son El Llanillo y El Tuzal, ambos cursos funcionan como transportadores de material detrítico hacia sectores bajos en altitud.

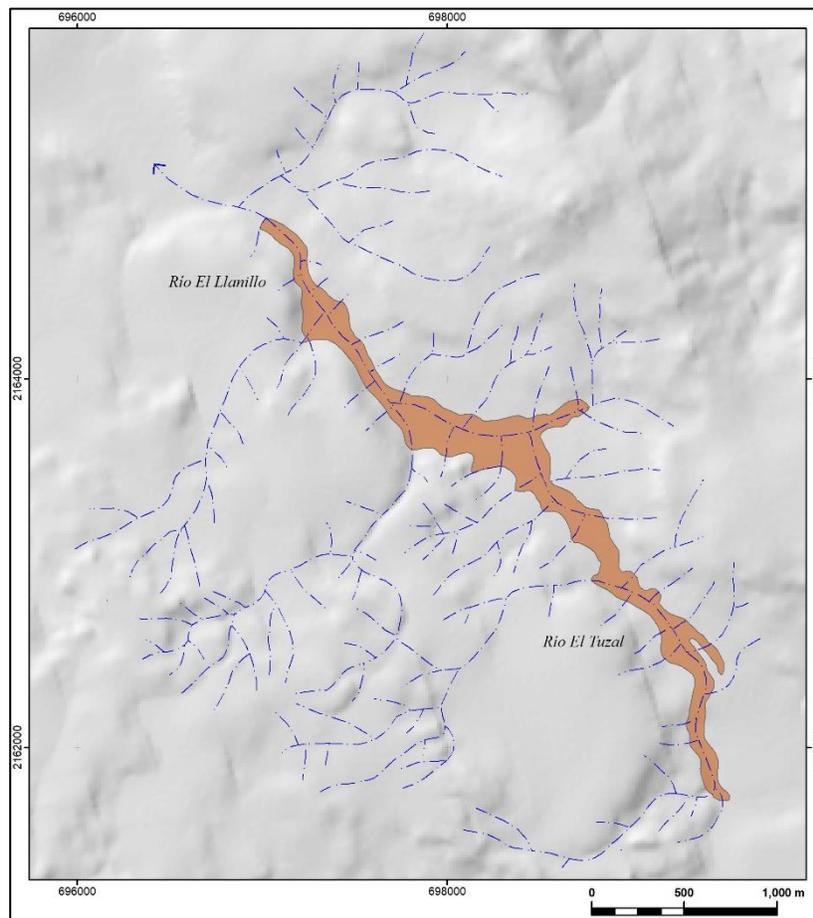


Figura 61.  Planicie compleja proluvial asociada al acarreo fluvio-glacial.  Cauces fluviales asociados.

### 6.3 Abanicos proluviales

Se reconocen por su morfología de medio cono recostado e inclinado que tiene desarrollo en el sector central, sobre los llanos volcánicos. Se formaron a partir de la acumulación de detritos fluvioglaciares y piroclásticos recientes, provenientes del desmantelamiento de conos cineríticos y flujos de lavas. Cuando los cauces encuentran una nivelación en la pendiente del terreno, frenan de forma abrupta su velocidad y depositan su carga a manera de abanico (Fig. 62).

En particular, los abanicos de la zona de estudio se confinan entre lavas y edificios volcánicos que bordean los llanos, por lo que ocupan la mayor parte de estas superficies. Se clasifican como proluviales, debido a que no forman parte de sistemas fluviales mayores y su ocurrencia se encuentra sujeta a lluvias torrenciales de temporada.

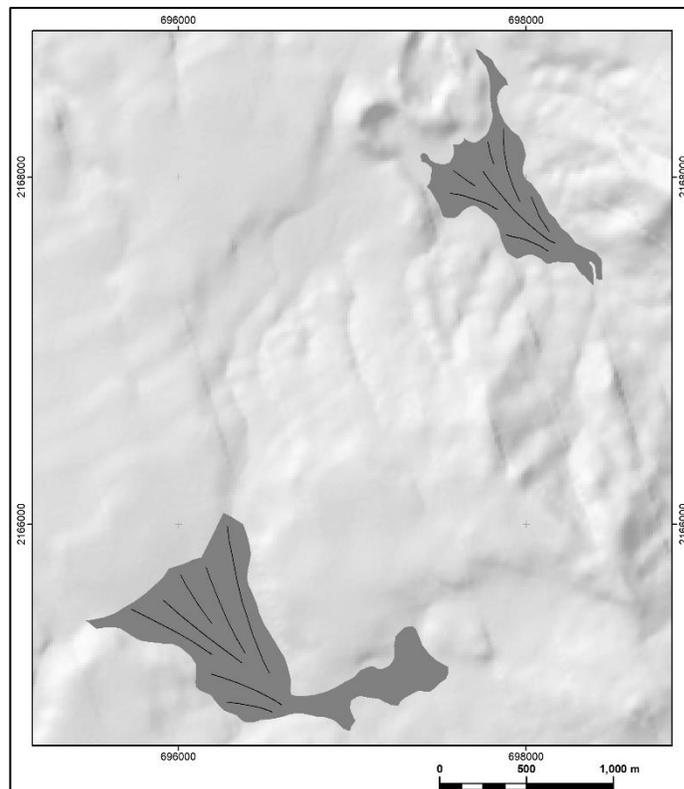


Figura 62.  Abanicos proluviales desarrollados sobre llanos volcánicos .

## 6.4 Rampas:

En este apartado se integran las superficies que se emplazan a manera de plano inclinado. Se encuentran constituidas por materiales detríticos heterogéneos, en este sentido, se diferencian por el agente exógeno formador de estos relieves.

### a) Fluvio-glaciares

Corresponde a superficies con pendientes entre  $10$  y  $20^\circ$ , se localizan en la ladera norte del edificio principal, entre los 3 120 y 3 340 msnm. Su formación se asocia con la acumulación de detritos, provenientes del desmantelamiento de edificios volcánicos y flujos de lava afectados con anterioridad por la acción glacial. Estos materiales son acarreados por el actual sistema de drenaje y depositados en terrenos más deprimidos a manera de rampas niveladas (Fig. 63).

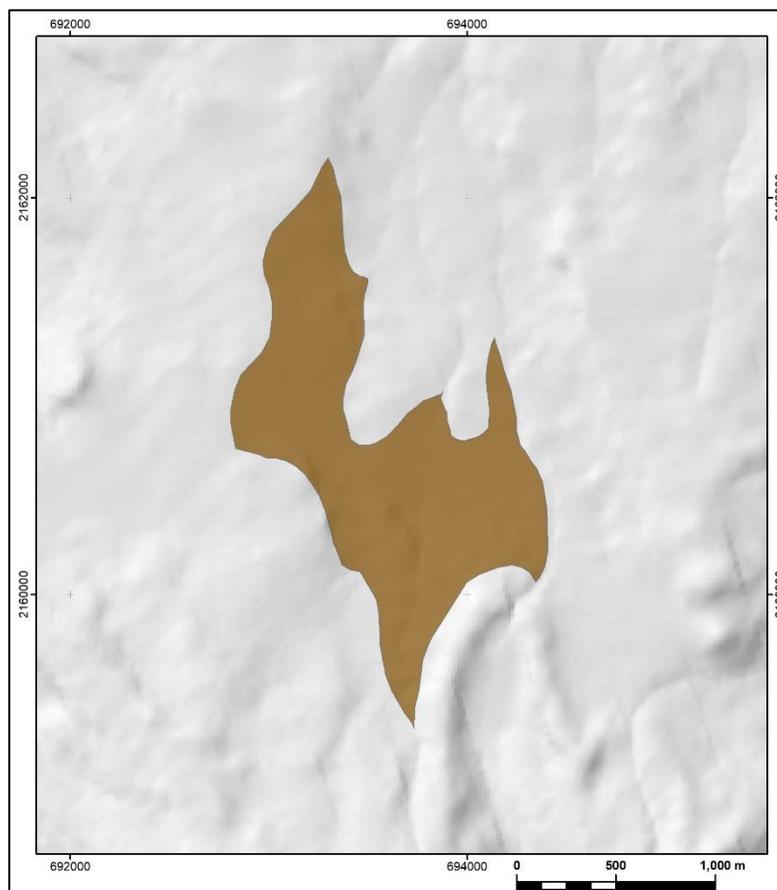


Figura 63.  Rampa fluvio-glacial sobre la ladera norte del edificio principal.

## b) Coluviales

Se trata de superficies inclinadas compuestas por detritos rocosos, que han sido removidos *ladera abajo* por procesos gravitacionales. Se emplazaron al pie de las paredes de circos glaciares que se extienden al oriente del edificio principal, entre los 1 800 y 2 120 msnm (Fig. 64).

Su origen se relaciona con la formación de grietas en las vertientes de fuerte inclinación que limitan los circos glaciares, debido a los cambios bruscos de temperatura (gelifracción). Este proceso debilita el sustrato y queda expuesto a la removilización por la fuerza de gravedad hacia sectores más bajos, en donde se deposita a manera de rampas con inclinación  $> 40^\circ$ . Su disposición no es continua, debido al *retrabajo* del sistema fluvial en los materiales acumulados.

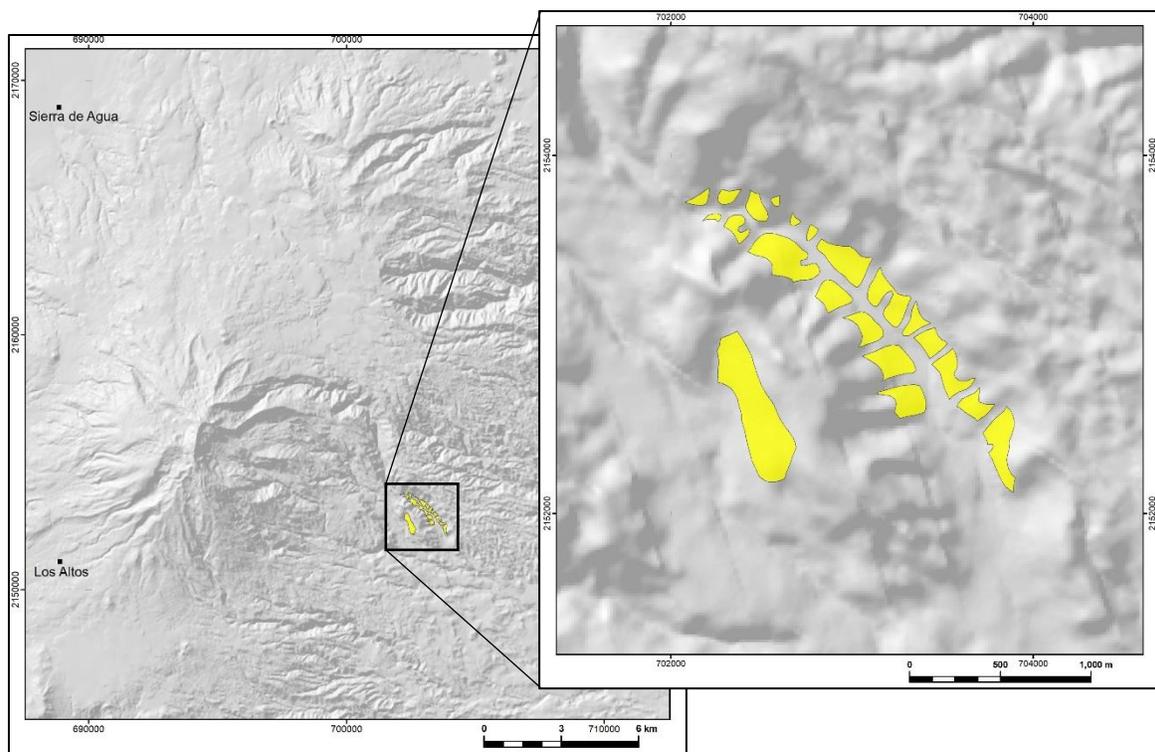


Figura 64.  Rampas coluviales sobre las vertientes orientales del edificio principal.

## *7. Acumulativo gravitacional*

En este apartado se incluyen las morfologías que surgen a partir de la depositación de materiales producto de los movimientos de ladera, en particular, los deslizamientos. Estos fenómenos, ocurren debido a la combinación de distintos factores que contribuyen a la inestabilidad de los materiales, como la inclinación del terreno, incisión de los ríos, régimen de precipitaciones, procesos de intemperismo, entre otros (Alcántara, 2000).

### 7.1 Depósito de deslizamiento

Se trata de acumulaciones de detritos que se ubican en valles glaciares y depósitos de avalancha, localizados en las vertientes del oriente de la estructura principal, entre los 2 360 y 3 260 msnm (Fig. 65).

En particular, se trata de rocas-detritos que ha sido desplazados de su posición original, ladera abajo. En este proceso, los materiales quedan depositados al pie de la pared o escarpe que les dio origen (Alcántara, 2000).

Los deslizamientos de tierra de la zona de estudio, ocupan vertientes que integran amplios circos glaciares, en este sentido, su origen se vincula con la formación de grietas en el sustrato a causa del proceso de gelifracción, durante la etapa de descongelamiento de los hielos. Este proceso causó el debilitamiento de las rocas y en consecuencia, la removilización del material ladera abajo.

Existen deslizamientos en los que el material resultante no se reconoce, ya que ha sido removido por el sistema fluvial, son frecuentes en la zona de avalancha. Otros depósitos emplazados sobre morrenas de fondo, aún se conservan, ya que se encuentran a una altura mayor respecto al cauce actual.

Es importante mencionar que, los procesos de ladera se reconocieron a lo largo de las vertientes de los valles fluviales más profundos, tanto en el edificio principal como en el área de avalanchas, sin embargo, la escala de la cartografía final (1: 25 000; Anexo), limita la representación a los más significativos.

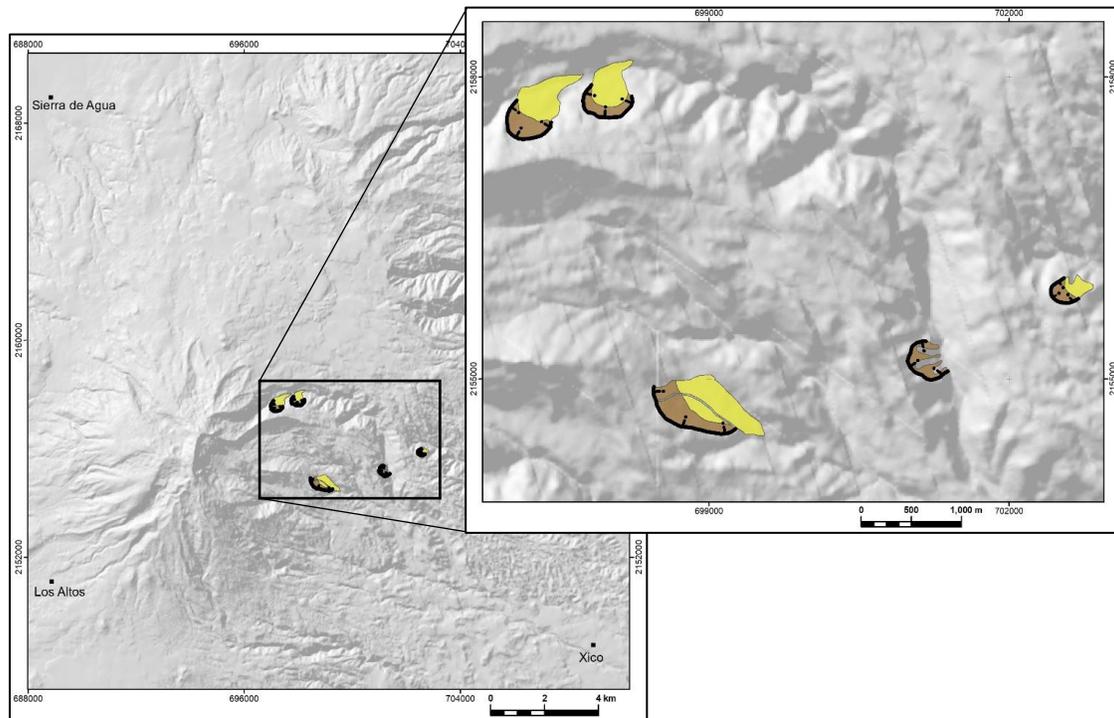


Figura 65.  Depósito de deslizamiento en vertientes orientales de la zona de estudio.  
 Corona de deslizamiento y  superficie de resbalamiento.

## 8. Erosivo glaciar

En esta categoría, se integra el relieve creado a partir de la dinámica abrasiva de las masas de hielo sobre el terreno. La variedad de las formas resultantes, depende de las características litológicas y a la competencia del sustrato a la erosión (diaclasas, estratificación, dureza de la roca), permeabilidad del lecho rocoso, rugosidad e inclinación de la superficie, velocidad y temperatura basal de la masa glaciar, así como la presencia de detritos en la interfase hielo-roca, entre otras (Gutiérrez, 2008).

Los mecanismos de erosión glaciar más conocidos son la abrasión, fracturación-desprendimiento y evacuación de detritos, todos ellos, ocurren de manera secuencial en estos ambientes. El primero, se refiere a la acción de desgaste en las rocas por el paso de los hielos y se manifiesta a través de acanaladuras o estrías.

Este proceso puede producir fracturación en el sustrato, sobre todo en la base del hielo, de tal manera, que moviliza los fragmentos rocosos fuera del sistema glaciar.

En el Cofre de Perote se tiene registro de avances glaciares durante el Último Máximo Glaciar (UMG; 22 – 14 Ka). En este periodo, las cubiertas de hielo alcanzaron su máximo espesor. Durante el UMG, los glaciares consiguieron extenderse hasta la cota de 3 390 msnm, en esta etapa tuvieron desarrollo continuo hasta su retroceso, ocurrido entre 14 y 11 Ka, dato aproximado. Es importante mencionar que al término de la deglaciación, ocurre el último colapso volcánico que dio lugar a la Avalancha Xico (13 a 11 Ka), (Vázquez y Heine, 2011; Carrasco *et al.*, 2010).

La existencia de masas glaciares en el pasado, representa un factor importante en la evolución morfológica de la zona de estudio. Las evidencias de estos eventos en el Cofre de Perote, no se encuentran registradas de forma detallada como en otras estructuras del Cinturón Volcánico Mexicano (Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, Malinche), ya que la reciente actividad volcánica se ha encargado de sepultar las formas asociadas al movimiento de los hielos.

### 8.1 Circos

Se reconocen por su morfología *en cuenco* a manera de anfiteatro, en planta, se muestran semicirculares o elípticos, representan el borde superior de depresiones abruptas que fueron ocupadas por el hielo. En la zona de estudio son característicos del edificio principal, desde la zona cumbral (4 280 msnm) hasta la cota de 2 400 msnm, otros más se presentan en laderas del N-E, entre los 2 580 y 3 140 msnm (Fig. 66).

La formación de los circos, se vincula con la profundización del proceso abrasivo de las masas glaciares sobre el lecho rocoso. A medida que el hielo se mueve a lo largo de estas depresiones, las laderas se fragmentan y la cuenca se amplía. Las paredes suelen ser verticales o a desplome, mientras que, la superficie basal es suave y de geometría cóncava (Gutiérrez, 2008).

Los procesos gravitacionales son frecuentes en las laderas que definen estas formas, son los responsables de la falta de continuidad de los circos glaciares.

#### a) Continuos

Se refiere a los circos glaciares que conservan su morfología original, es decir, sin cubiertas volcánicas y sin procesos gravitacionales que interrumpen su continuidad. Son característicos de los terrenos próximos a la cumbre, en donde se encuentran inmediatos a crestas glaciares. En este sector la amplitud del arco varía entre 176 m y 8.5 km, se componen de paredes verticales de 498 m de altura en promedio, con inclinaciones  $> 40^\circ$ . Algunos de ellos, definen escalones en las laderas internas, esto se relaciona con la existencia de un avance glaciar que ocupó de forma parcial estas depresiones (Fig. 66).

En el sector N-E los circos están asociados a conos cineríticos y lavas, en este caso, alcanzan una amplitud de arco que varía entre 44 m y 3.8 km. Las laderas interiores alcanzan una altura de 408 m en promedio, vistos en planta, son rectilíneos y no adoptan la forma de anfiteatro, debido a actividad volcánica efusiva-explosiva que ha modificado su expresión (Fig. 66).

Al interior de la mayoría de los circos, se identificaron depósitos morrénicos y detritos fluvio-glaciares, estos últimos son resultado de la dinámica erosiva fluvial que inició su desarrollo una vez terminado el periodo glaciar.

#### b) Discontinuos

Son aquellos que presentan interrupciones en su morfología original, se localizan inmediatos a los circos continuos, en una posición altitudinal menor, tienen una geometría en medio arco y pueden presentar laderas interiores fragmentadas, debido a la acción erosiva fluvio-gravitacional (Fig. 66).

La falta de continuidad se relaciona con modificaciones en la composición del sustrato, mismo que puede variar de rocas resistentes a litologías más susceptibles a los procesos de intemperismo físico, como la gelifracción. Esta dinámica favorece la generación de fracturas en las rocas, lo que incrementa los procesos gravitacionales como caídas o deslizamientos.

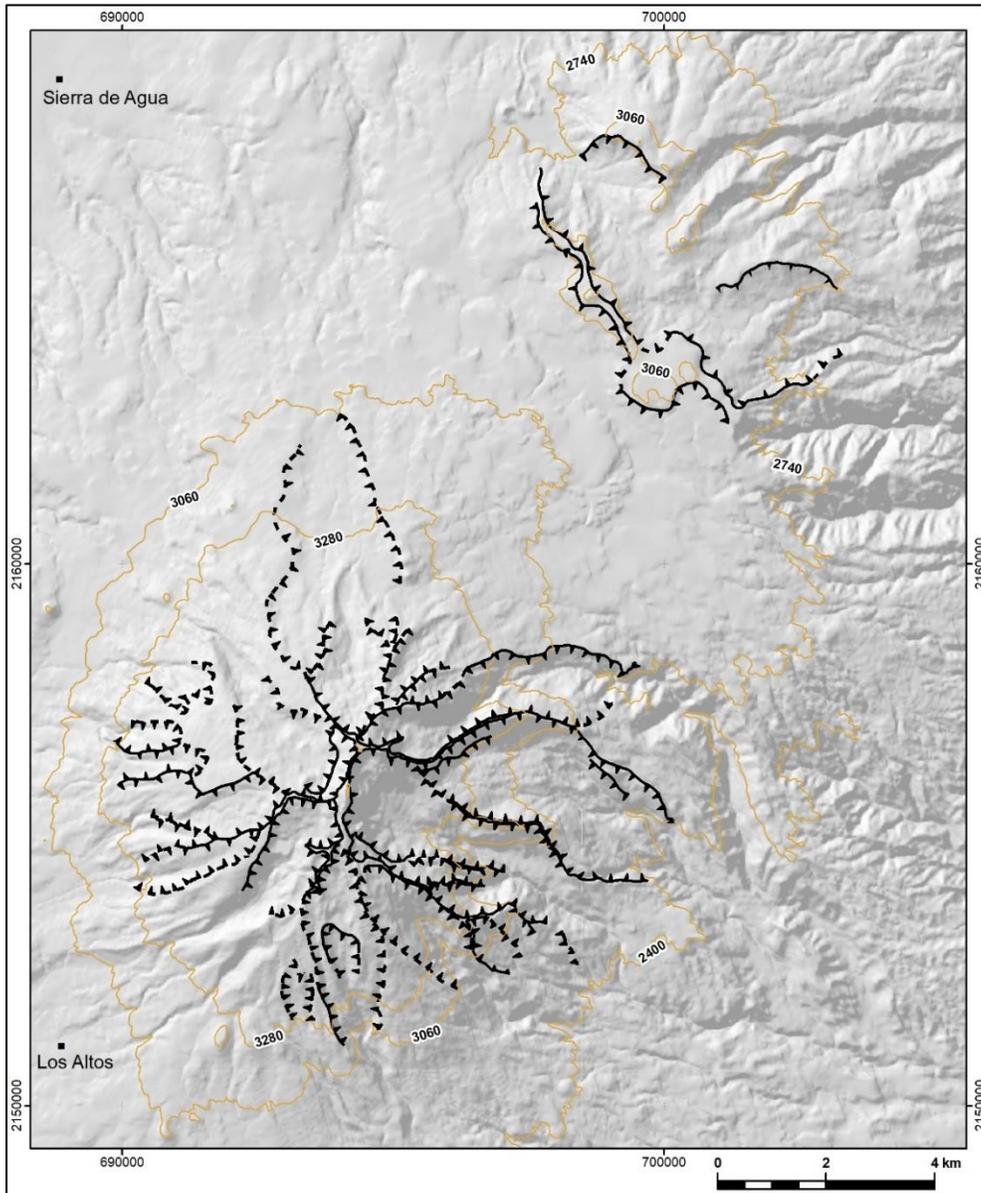


Figura 66. Circos glaciares: continuos ; discontinuos .

## 8.2 Cares

Es el término para definir una depresión cóncava que funcionó como contenedor temporal del hielo. Se localiza dentro de circos glaciares, en los terrenos inmediatos a la zona cumbre del Cofre de Perote (3 980 msnm). Presenta una longitud del eje mayor de 733 m, y laderas con pendientes  $> 50^\circ$  (Fig. 67).

Su origen se vincula con el retroceso de los glaciares, en este sentido, los cares son un relieve relicto de la permanencia de una parte de la masa de hielo en esta zona, por un corto periodo de tiempo, suficiente para excavar estas superficies (Fig. 68).

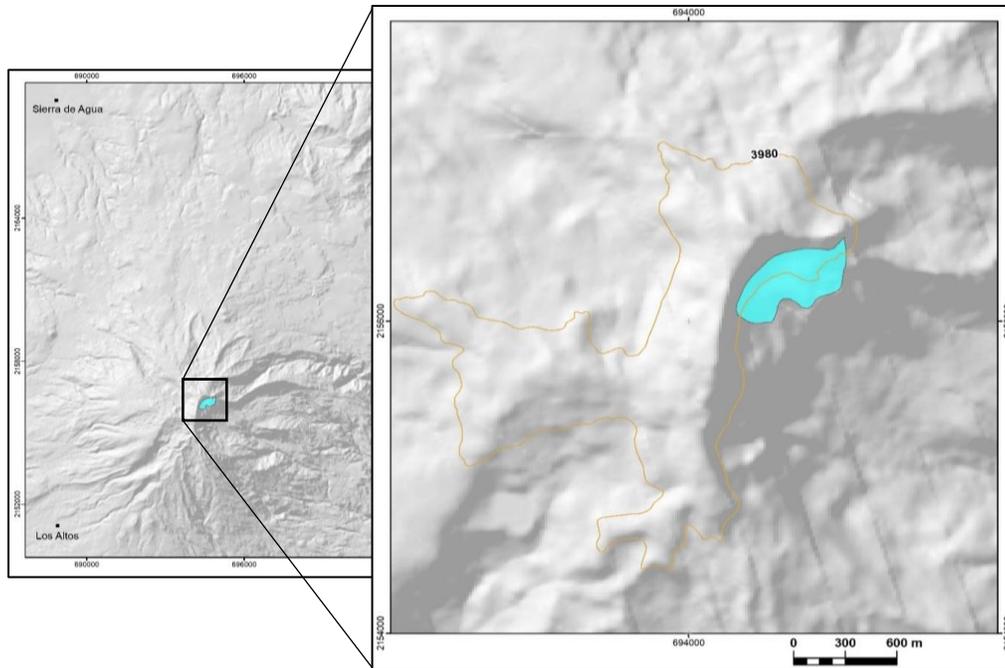


Figura 67.  Cuenca glaciar tipo care en las laderas mayores del edificio principal.

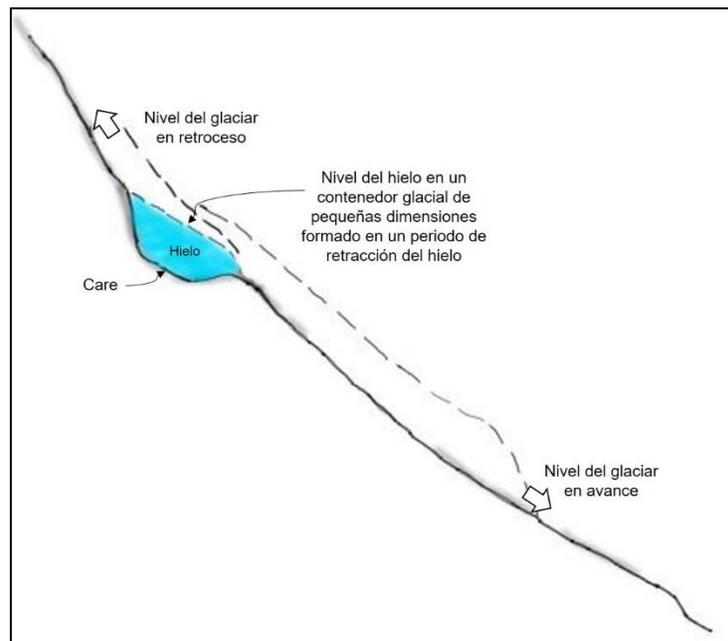


Figura 68. Esquema idealizado de la formación de una cuenca glaciar tipo care.

### 8.3 Escalón glaciario

Integra las superficies rocosas-detríticas de morfología subhorizontal, en perfil, tienen un arreglo en gradería. En el territorio de estudio, ocupan el fondo de algunos valles glaciares localizados en laderas del norte, en el edificio principal. Se extienden desde los 2 940 hasta los 4 060 msnm, y su espacialidad no guarda un arreglo aparente con el relieve adyacente (Fig. 69).

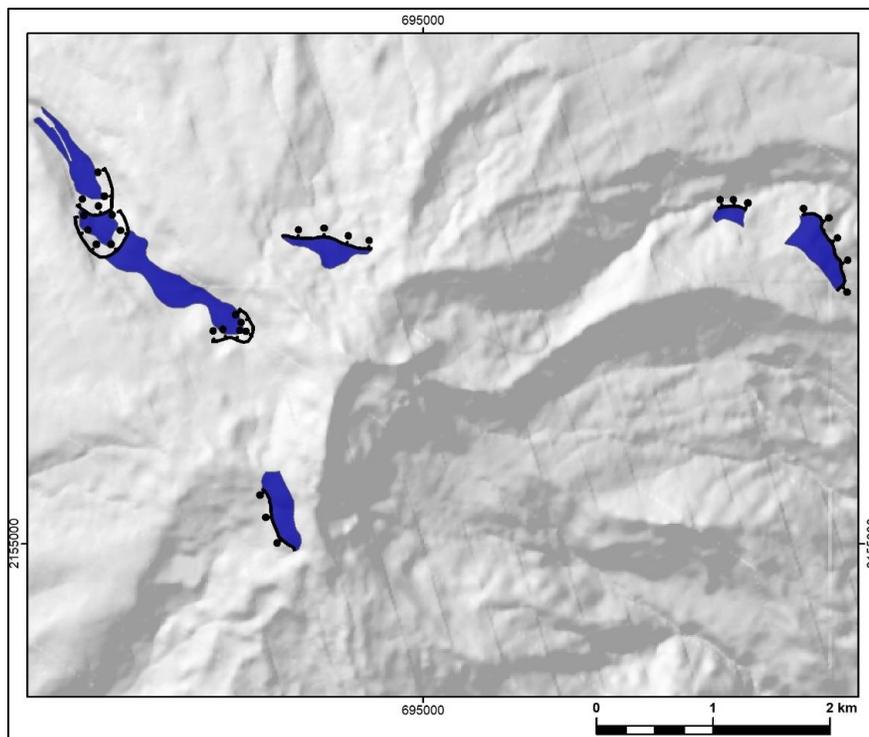


Figura 71.  Escalones glaciares desarrollados en laderas del norte del Cofre de Perote.

Su formación se asocia con la existencia de un sustrato volcánico con diferencias en la densidad de grietas, esto depende de las variaciones en la composición litológica y del enfriamiento que tuvieron los flujos tempranos e intermedios, en el momento que integraron el edificio principal.

En las áreas donde exista mayor cantidad de planos de debilidad, la resistencia será menor y por lo tanto, los procesos abrasivos y de excavación del hielo, se verán

favorecidos. El escalonamiento se va definiendo, a medida que la masa glaciar avanza o retrocede (Fig. 70).

Los detritos que resultan de esta dinámica, pueden ser transportados fuera del sistema glaciar o permanecer en las superficies más deprimidas de los escalones. En la zona de estudio, se reconocieron mantos detríticos incipientes, que se encuentran expuestos a los procesos erosivos fluvio-glaciares, representados por cauces aislados e intermitentes.

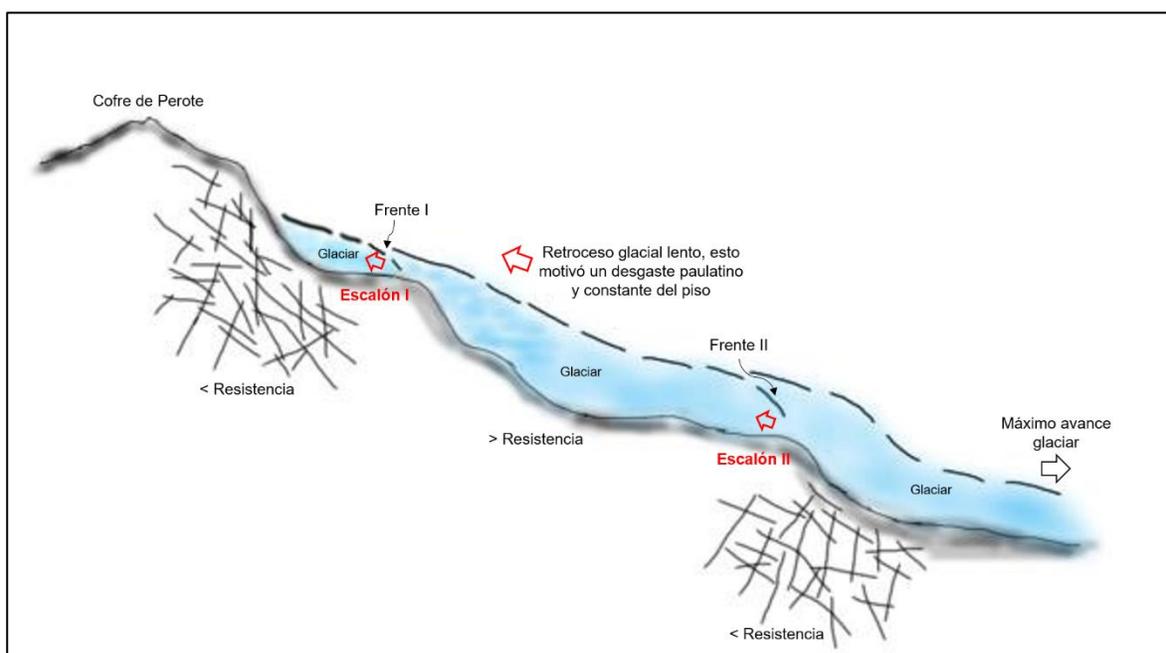


Figura 70. Esquema idealizado de la formación de los escalones glaciares.

#### 8.4 Rocas “aborregadas”

Es el término que se utiliza para definir colinas o resaltes rocosos que sobresalen del relieve glaciar adyacente. En el territorio de estudio, existen dentro de algunos valles glaciares que integran las vertientes orientales del Cofre de Perote. Están presentes en laderas con inclinaciones entre 20 y 35°, cubren un área total de 2 km<sup>2</sup>, dato aproximado, y se disponen entre las cotas de 2 780-4 060 msnm (Fig. 71 y 72).

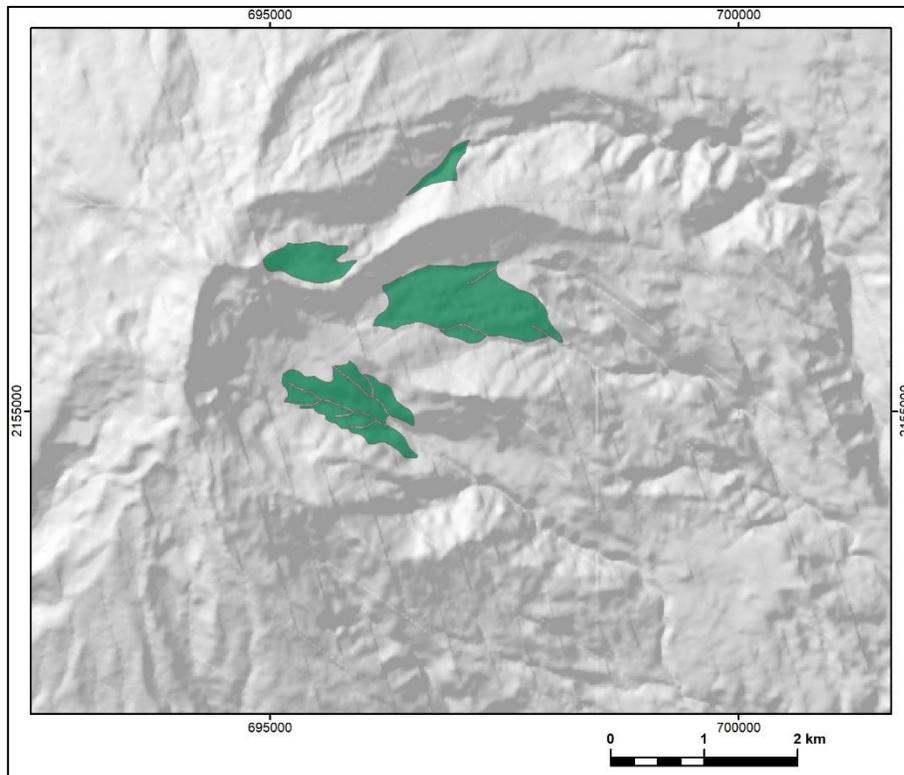


Figura 71.  Rocas *aborregadas*, se disponen en las vertientes orientales del edificio principal.

Las rocas aborregadas presentan morfologías asimétricas, una parte de su superficie se encuentra pulida y estriada, mientras que la otra, muestra irregularidades y fragmentación, las áreas suavizadas indican la dirección de flujo del hielo (Gutiérrez, 2008).

Su origen está vinculado con materiales que presentan una mayor resistencia a la exaración, que la roca encajonante. En particular, las rocas aborregadas del área de estudio, pueden estar relacionadas con derrames de lava asociados a las últimas etapas de construcción del edificio principal, las cuales no presentan fracturación densa como las coladas adyacentes.

Una segunda explicación de su formación, radica en la existencia de diques que han quedado expuestos a la superficie, tras el colapso volcánico que generó el depósito Los Pescados. Al estar compuestos de rocas cristalinas, su resistencia al

proceso abrasivo de los hielos, es mayor que otras litologías y por lo tanto, se diferencian de las rocas encajonantes (Fig. 73).

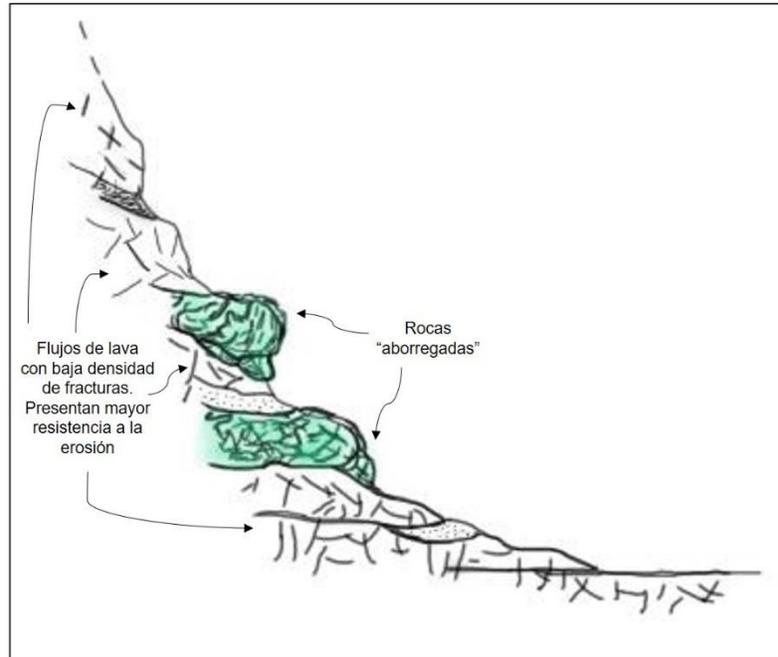


Figura 72. Perfil idealizado de la disposición de las rocas *aborregadas* en la zona de estudio.

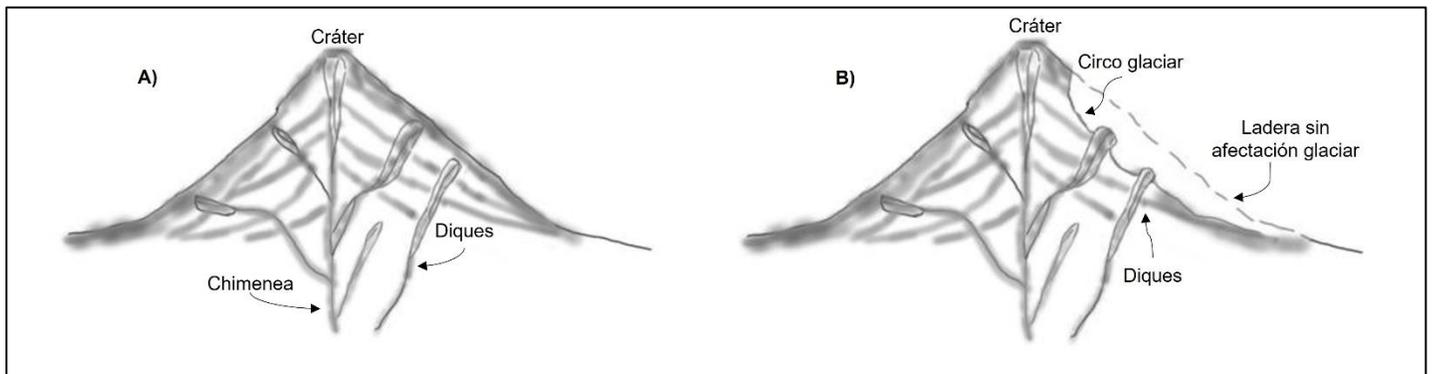


Figura 73. Esquema idealizado de la existencia de rocas *aborregadas*: A) presencia de diques en el edificio volcánico, B) colapso volcánico y exposición de diques en superficie, antes de la presencia de los glaciares.

## 8.5 Crestas glaciares

Se trata de terrenos cumbrales que definen el aspecto del actual Cofre de Perote (3 960 – 4 200 msnm), los cuales fueron afectados de forma significativa, por las masas de hielo, imprimiendo una morfología aguda simétrica-asimétrica. Son superficies angostas y rectilíneas, de amplitud variada (56 y 313 m). Su continuidad se interrumpe en la medida que se pierde altitud (Fig. 73).

Las crestas que coronan el edificio principal, representan el nivel máximo superior alcanzado por los glaciares, en la mayoría de los casos, definen el cuenco del circo y marcan la frontera entre los valles glaciares.

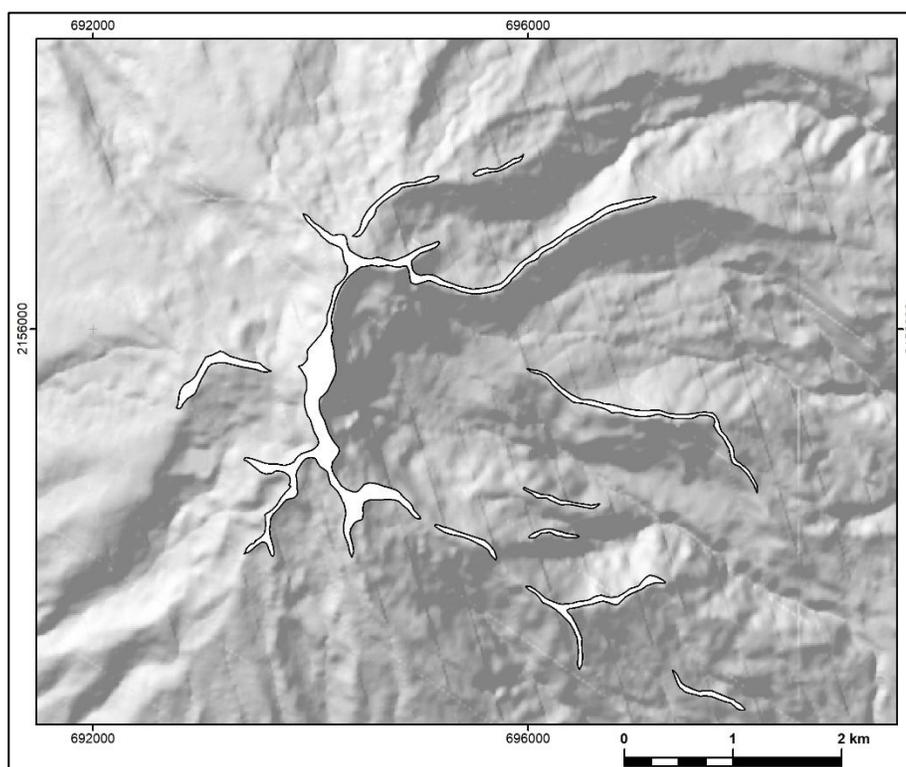


Figura 73.  Crestas glaciares en los terrenos cumbrales.

## 8.6 Valles glaciares

Se refiere a depresiones alargadas creadas por la exaración, por lo general, presentan un perfil transversal en *U* con fondo subhorizontal, en sentido longitudinal, se observan escalonamientos o elevaciones rocosas. Hacia la cabecera se forma un circo y en el sector distal o lateral, depósitos morrénicos. De acuerdo con su etapa de desarrollo, pueden contener hielo o cursos fluviales poco profundos.

En el área de estudio se extienden tanto en las vertientes mayores del edificio principal, como en el sector NE. Representan la continuación, ladera abajo, de los circos glaciares, en planta, se observan sinuosos y angostos hacia su sector distal. Se han dividido en dos grupos, el primero, contempla aquellos valles que presentan una continuidad evidente, el segundo, integra las morfologías fragmentadas (Fig. 74).

### a) Continuos

Los valles glaciares continuos se extienden en todas las vertientes del cono principal actual. Son el resultado del proceso erosivo de cubiertas glaciares durante el Último Máximo Glaciar (UGM), ocurrido entre 20 - 14 Ka. Los registros que se tienen acerca de este avance, apuntan una alcance máximo del hielo a los 3 390 msnm, el cual tuvo lugar en las laderas de la mitad occidental (Vázquez y Heine, 2011). Sin embargo, en este trabajo, se identificó una marcada continuidad de los valles glaciares hasta los 2 440 msnm, en las vertientes orientales (Fig.74).

Los valles de este tipo, presentan a su interior depósitos morrénicos en distinta disposición (frontal, lateral y de fondo), esta característica es un indicador del nivel que alcanzó el glaciar, tanto en extensión como en longitud. En la actualidad, es posible observar el desarrollo de procesos fluvio-gravitacionales, como deslizamientos de ladera y coluviones, sobre todo en el límite entre las laderas del valle y depósitos de avalancha.

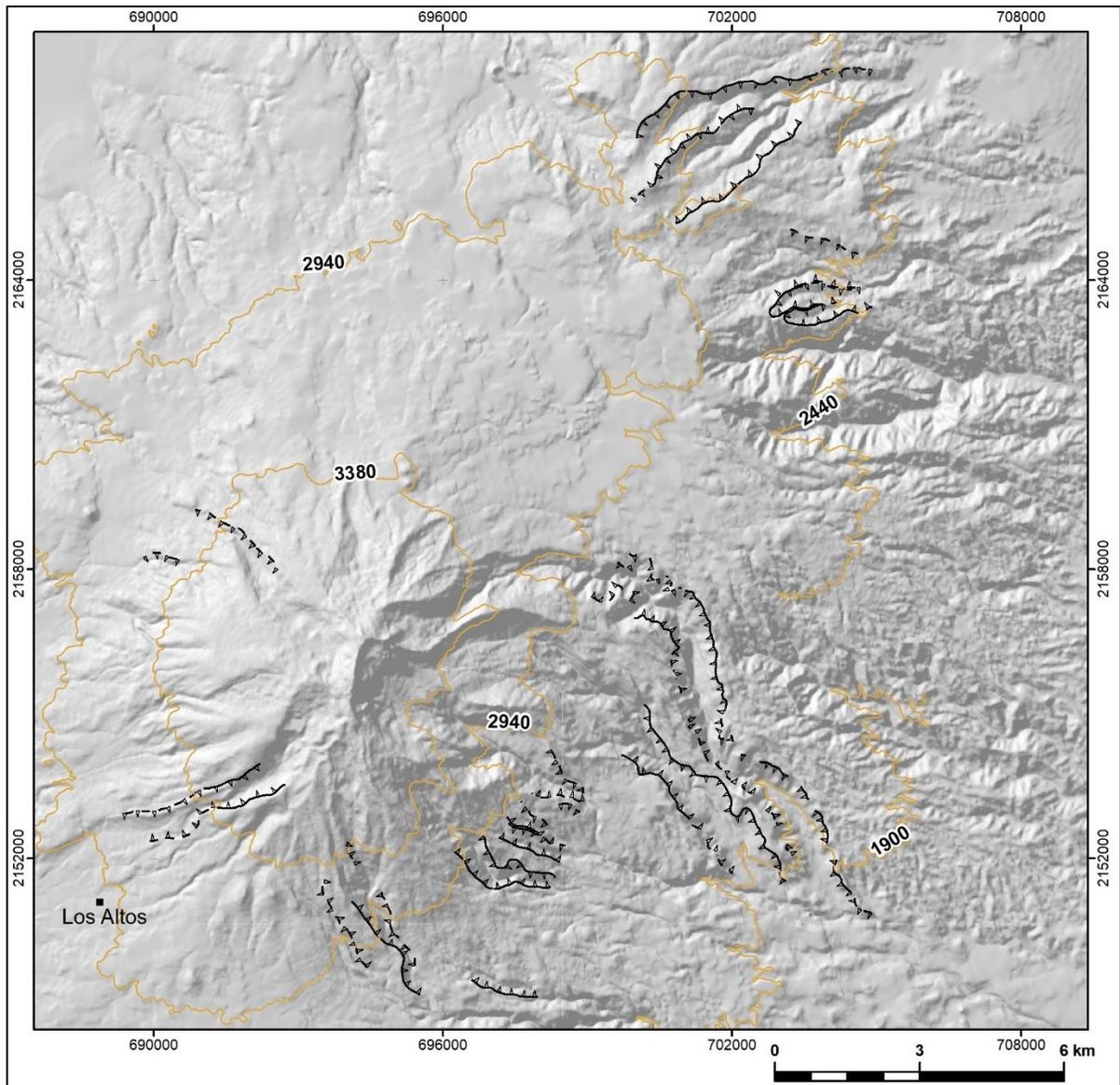


Figura 74. Valles glaciares: continuos ; discontinuos  en las laderas del edificio principal y en el sector NE.

Durante el proceso de fotointerpretación, se identificaron diferentes morfologías de los valles en perfil transversal. Se reconocieron ocho variantes que responden con el tipo de sustrato (lavas–piroclastos), y con los avances-retrocesos de las masas de hielo (Fig. 75).

El perfil uno corresponde a los valles glaciares sencillos que muestran una morfología típica en U, en donde los ríos son incipientes, estas formas pueden variar

a un perfil asimétrico (perfil 2), en dependencia de la actividad exógena fluvio-glaciar y de los cambios en el volumen del hielo.

El esquema tres corresponde a los valles que se formaron en contactos litológicos, entre materiales de distinto origen y con diferente competencia a la erosión. Las vertientes que estén constituidas por un sustrato rocoso susceptible, desarrollarán procesos gravitacionales y, a medida que la dinámica exógena prevalezca, la continuidad del valle se perderá.

El perfil número cuatro, representa la siguiente etapa de desarrollo de los valles que han sido afectados por la actividad descrita en el esquema tres. En este estadio, las vertientes han perdido altura y muestran mayor amplitud, este hecho se relaciona con sustratos susceptibles a la dinámica exógena, como evidencia de ello, se han formado rampas fluvio-gravitacionales que ocupan el fondo.

Una quinta variante de los valles glaciares continuos, es aquella que aún conserva depósitos morrénicos de fondo, transportados por la masa glaciar. Las acumulaciones de este material, se disponen a manera de terrazas, y son el resultado de la erosión fluvial actual.

El perfil transversal seis, fue identificado en los valles localizados en las laderas más altas del edificio principal, marcan el límite entre las crestas glaciares (superficies cumbrales), y los derrames de lava asociados a la última etapa de construcción del Cofre de Perote, los cuales, no fueron alcanzados por las masas de hielo y por lo tanto, no se reconocen signos de erosión.

El número siete, muestra valles que representan límites geomorfológicos entre lavas modeladas por la acción glaciar, y derrames recientes cubiertos por piroclastos. Esta variante es común en la mitad occidental del cono principal y en el sector N-E.

Por último, el perfil ocho fue identificado al interior de las vertientes orientales del Cofre de Perote. La actividad glaciar afectó estructuras volcánicas cineríticas, flujos de lava recientes y depósitos de la avalancha Xico. El valle glaciar resultante es alargado, limitado por paredes abruptas  $> 40^\circ$ , en las cuales existen procesos

gravitacionales activos, en consecuencia, se han desarrollado rampas coluviales al pie de las laderas del valle.

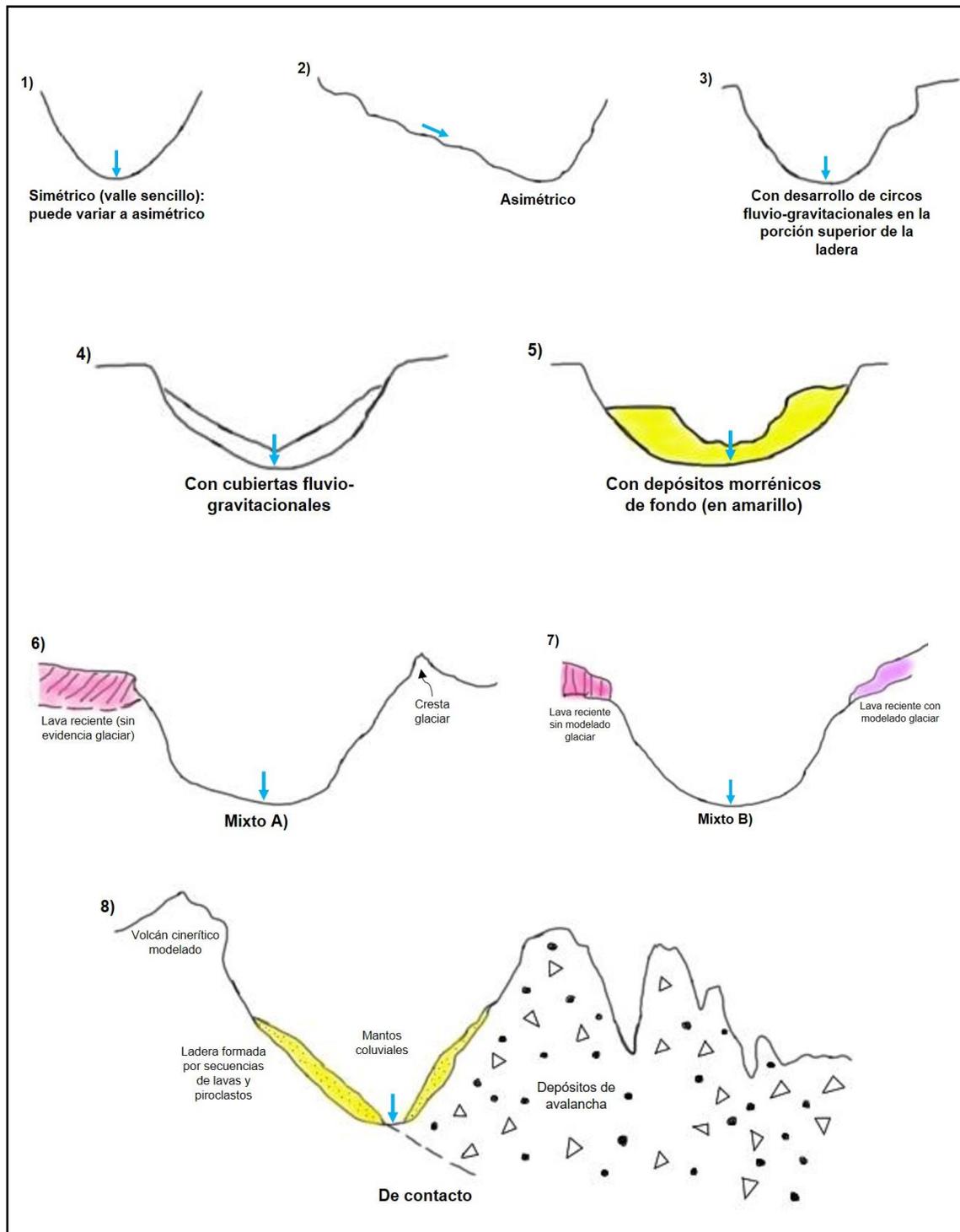


Figura 75. Esquemas que representan las distintas morfologías de los valles glaciares en perfil transversal.

## b) Discontinuos

La segunda variante de los valles glaciares no se encuentra asociada a los circos, debido a interrupciones vinculadas con el emplazamiento de materiales volcánicos recientes. Algunos de ellos, se localizan en el edificio principal, inmediatos a los valles glaciares continuos. Otros más, se desarrollan en estructuras monogenéticas del sector N-E (Fig. 74).

Los valles localizados en el cono principal, son angostos y se tornan alargados con respecto a la pendiente general del terreno, su discontinuidad se vincula con los procesos fluvio-gravitacionales actuales, favorecidos por la existencia de planos de debilidad en el sustrato rocoso, producto del intemperismo físico (gelifracción). Esta dinámica, se hace evidente a través del desarrollo de circos erosivo-fluviales, en algunos valles localizados en la mitad oriental del Cofre de Perote.

Los valles glaciares de la zona N-E son cortos, discontinuos y de mayor amplitud en comparación con los anteriores. Esta característica, se relaciona con un periodo de vulcanismo contemporáneo a la actividad glacial.

Las vertientes donde se localizan estos valles, fueron afectadas por un colapso volcánico que dio lugar a la Avalancha Las Lajas - Xalapa (Fig. 40). En la depresión que se formó como resultado del evento explosivo, se emplazaron volcanes cineríticos y flujos de lava, estos materiales borraron de forma parcial, el escarpe de desprendimiento preexistente. De forma paralela al vulcanismo, sucedió un avance glacial que modeló las estructuras y depósitos volcánicos (Fig. 76).

Las huellas del glaciario, se muestran interrumpidas debido al vulcanismo reciente asociado a las últimas etapas volcánicas ocurridas en el edificio principal y zonas adyacentes. Es importante mencionar que, esta hipótesis se fundamenta en el supuesto, de que el relieve volcánico presenta mayor susceptibilidad a ser desmantelado por la exaración glacial, en comparación con otros ambientes, sin importar que sean estructuras recientes o tempranas.

Las evidencias de actividad glaciar en las vertientes del N-E, no han sido registradas hasta el momento, esto dificulta establecer una correlación específica con algún periodo frío del pasado, sin embargo, al considerar los rangos de altitud de los valles en esta zona, es posible afirmar que pertenecen a un periodo frío anterior al Último Máximo Glaciar el cual, alcanzó niveles altitudinales más bajos.

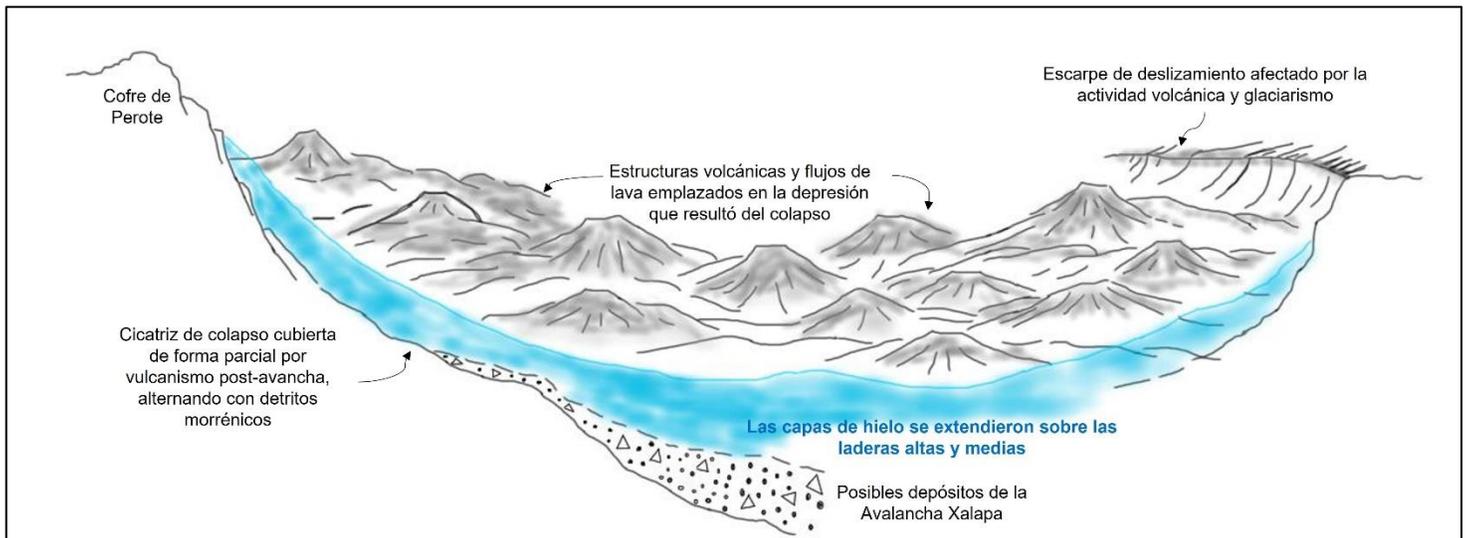


Figura 76. Esquema idealizado del relieve glaciar en el sector NE del territorio de estudio.

## 9. Acumulativo Glaciar

En este apartado se incluyen las formas creadas, a partir de la depositación de detritos transportados por las masas de hielo, durante las etapas de avance y retroceso. Los glaciares pueden desplazar materiales sobre su superficie (detritos supraglaciares), encontrarse diseminados en el hielo (detritos endoglaciares) o ser removidos por abrasión y empujados por tracción a lo largo del lecho rocoso (detritos subglaciares) (Gutiérrez, 2008).

### 9.1 Morrenas

Es el término para denominar el relieve originado, a partir de la depositación de detritos removidos y transportados por el hielo, conocidos como *till*. Se trata de un conjunto de sedimentos de diferentes tamaños, composición heterolitológica, y

pobrementemente clasificado, por lo general, los fragmentos se encuentran inmersos, en una matriz de grano fino o arcillosa, que no presenta estratificación.

Las morrenas se clasifican de acuerdo con la posición que tengan dentro del sistema glaciar, en este sentido pueden encontrarse en la parte frontal, adosadas a las laderas o localizadas al fondo del valle (Knigh, 2004). Representan un indicador del nivel que alcanzaron los hielos, tanto en longitud como en amplitud.

En el Cofre de Perote las cubiertas glaciares tuvieron un desarrollo continuo desde hace 22 Ka aproximadamente (Último Máximo Glaciar), hasta el comienzo del retroceso glaciar de hace 14 Ka. Las evidencias documentadas hasta ahora acerca de esta etapa, corresponden a los depósitos morrénicos ubicados a partir de los 3,490 msnm (Vázquez y Heine, 2011). Sin embargo, en el presente trabajo se han identificado depósitos morrénicos a 1 540 msnm, esto indica que el nivel máximo de la capa glaciar fue más bajo de lo registrado hasta ahora. Debido a la inexistencia de fechamientos absolutos, no es posible determinar con exactitud si estas morfologías corresponden a un periodo anterior al UMG o equivalente.

#### a) Cordones

Es el término para definir a los depósitos detríticos que son transportados en los sectores laterales del glaciar. Una vez que ocurre la deglaciación, se acumulan en el lecho rocoso en la misma dirección que tenía el flujo. Pueden presentarse en grupos o de manera aislada. En la zona de estudio, se identificaron dos variantes.

La primera involucra cordones morrénicos que ocupan las cotas de 2 800 a 4 000 msnm del cono principal. Los más largos alcanzan una longitud de 3.2 km en las vertientes del sur. Se sitúan al interior de valles glaciares y en el margen superior de ellos. La posición de estos depósitos, indica que los hielos avanzaron al occidente, N-E, N-W y S-E, siguiendo la pendiente general del terreno (Fig. 77). El segundo grupo de cordones, se localizan en niveles más bajos que el conjunto anterior, esto es entre las cotas de 2 420 y 3 000 msnm, su longitud máxima es de 2 km. Las direcciones que presentan, coinciden con las identificadas en el cono principal (N-E y N-W), hecho que puede vincularse con un avance glaciar que cubrió

de forma continua, desde las áreas cercanas a la cumbre hasta estos terrenos (Fig. 77).

Los depósitos del segundo grupo, pertenecen a una etapa glaciár que es difícil de ubicar con exactitud en los registros que se tienen hasta el momento (Vázquez y Heine, 2011; Caballero *et al.*, 2010; Lachniet y Vázquez, 2005), ya que restringen las cubiertas de hielo al cono principal a una altitud máxima de 3 390 msnm. Sin embargo, la presencia de morrenas en niveles bajos, sugiere que los glaciares tuvieron un desarrollo continuo hasta los 1 540 msnm.

#### b) Crestas

Se trata de resaltes agudos en la parte más alta de los depósitos morrénicos. Fueron identificados en cordones y morrenas terminales localizadas en las laderas del norte y sur del Cofre de Perote, así como en las vertientes del N-E de la zona de estudio (Fig. 77).

Su formación se vincula con el transporte de fragmentos rocosos de diferentes tamaños sobre el glaciár, cuando la masa de hielo se retira, no sólo se forman las morrenas, también pueden acumularse detritos más finos en la cima de estos depósitos.

Las crestas no aparecen en todas las formas acumulativas de origen glaciár, esto depende de la cantidad de materiales que movilice el hielo y de la dinámica exógena actual.

#### c) De fondo

Consisten en acumulaciones de detritos asociados a la capa de hielo inmediata al fondo del glaciár, provienen de la exaración del lecho rocoso. Quedan expuestos cuando el hielo retrocede o se fusiona por completo y los materiales son acarreados por las corrientes postglaciares. También se denominan mantos de till o morrenas basales (Lugo, 2015).

En el territorio de estudio, se disponen al fondo de los circos y valles glaciares, en el primer caso, su morfología es subhorizontal y, en planta es semicircular, mientras

que, en el segundo son alargados y a manera de lomeríos. Fueron identificados en las laderas orientales del cono principal a partir de los 2 940 msnm, hasta la cota de 1 520, en las inmediaciones del poblado Xico (Fig. 77).

Las morrenas de fondo, al ser materiales con alto grado de competencia a la erosión, la influencia del sistema fluvial actual es importante. Como evidencia de ello, se han desarrollado amplios circos de cabecera, que favorecen el desmantelamiento y transporte hacia las zonas más bajas, en donde se observan terrazas limitadas por escarpes bien definidos y continuos.

Existen otras acumulaciones de detritos glaciares asociados a morrenas terminales. Se trata de materiales lacustres que formaban parte del fondo de antiguos lagos barrera y, tras su desaparición, han quedado confinados entre los depósitos rocosos.

#### d) Terminales

Se trata de depósitos morrénicos dispuestos en el sector distal de los circos y valles glaciares, por lo tanto, representan un indicador del alcance máximo que tuvieron los hielos, después de haber logrado estabilidad a lo largo de sus márgenes. En el área de estudio, se extienden entre los 2 360 y 4 000 msnm, en el edificio principal, y en el sector N-E abarcan desde los 2 360 a 2 940 msnm (Fig. 77).

Presentan una morfología en arco y la mayoría de ellas ha desarrollado crestas en su cima. En algunos casos, las morrenas terminales llegan a unirse entre sí, esto genera el represamiento natural del agua de deshielo y la formación de lagos barrera (apartado 9.4). En el territorio de estudio, aún se conservan dos cuerpos de agua vinculados con esta dinámica. Con el paso del tiempo, el líquido contenido puede ser drenado, debido a la formación de aberturas en algún sector del cerco rocoso. Como evidencia de ello, se observan acumulaciones de sedimentos lacustres confinados dentro de morrenas terminales separadas entre sí.

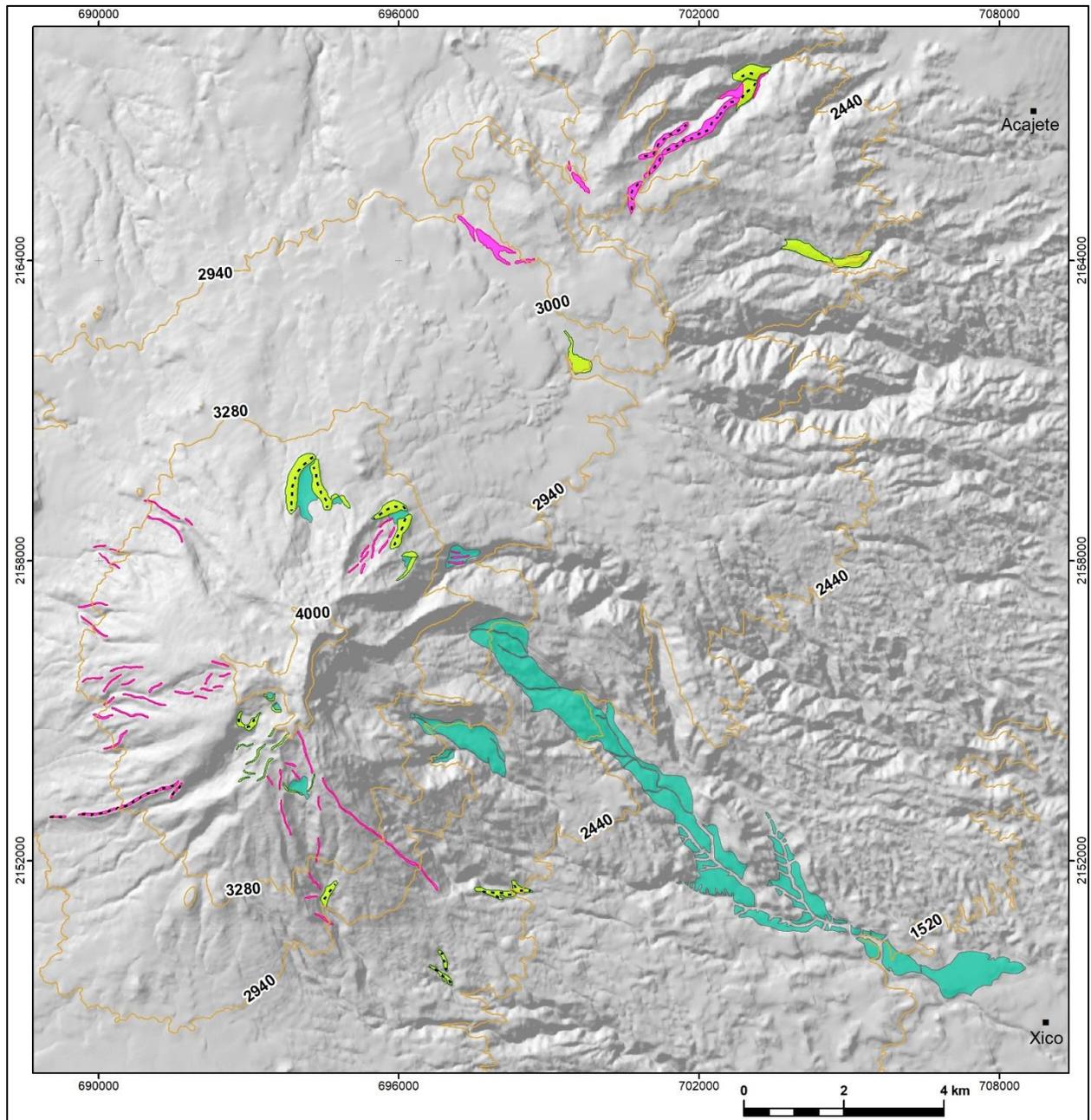


Figura 77. Depósitos morrénicos: cordones  ; crestas  ; de fondo  y terminales .

### 9.3 Abanicos-terrazas (asociados al acarreo glaciar-fluvial)

Con este término se identifican las rampas acumulativas de morfología compleja, localizadas en las laderas del norte y suroccidente del cono principal. Se disponen en la desembocadura de valles glaciares y en seguida de las rampas fluvioglaciares (Fig. 78).

Su formación se vincula con el desarrollo de abanicos proluviales, compuestos de detritos provenientes del desmantelamiento de formas endógenas, afectadas por la acción glaciar. Su morfología original de cono recostado convexo, se transformó a superficies subhorizontales, debido la acción erosiva del sistema fluvial sobre un sustrato poco consolidado.

La fisonomía que presentan en la actualidad, se asemeja a abanicos distendidos y segmentados. También se muestran a manera de terrazas y cada una de ellas, representa una generación individual de depositación.

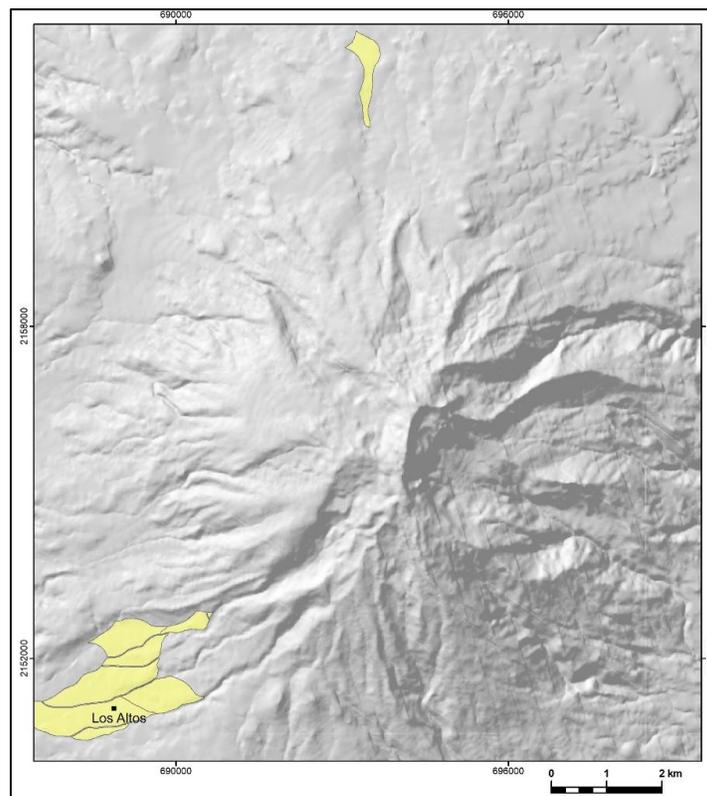


Figura 78. Abanicos – terrazas  asociados al transporte glaciar - fluvial.

#### 9.4 Lagos barrera

Se refiere a cuerpos de agua que se localizan al interior de morrenas terminales. Su origen se relaciona con el represamiento de las aguas provenientes del deshielo, debido a la formación de un cerco, compuesto de detritos glaciares. En la zona de estudio, se identificaron dos lagos completos, asociados a esta formación.

El primero, se localiza a los 3 840 msnm en los terrenos cercanos a la zona cumbral, recibe el nombre de Laguna Tilapa, se encuentra limitado por dos morrenas terminales en forma de arco, visto en planta es semicircular y de dimensiones pequeñas. El segundo, se ubica al centro de la zona de estudio, cerca de la cota de los 3 060 msnm, se ha nombrado Lago Alto Pixquiac. Se formó entre depósitos morrénicos, rampas proluviales y conos cineríticos que presentan modelado glaciar (Fig. 79)

Es importante mencionar que, existen dos lagos barrera en las laderas del edificio principal, sin embargo, no fue posible su representación debido a la escala de la cartografía (Anexo; 1:25 000), estos son Laguna Negra y El Tecajete.

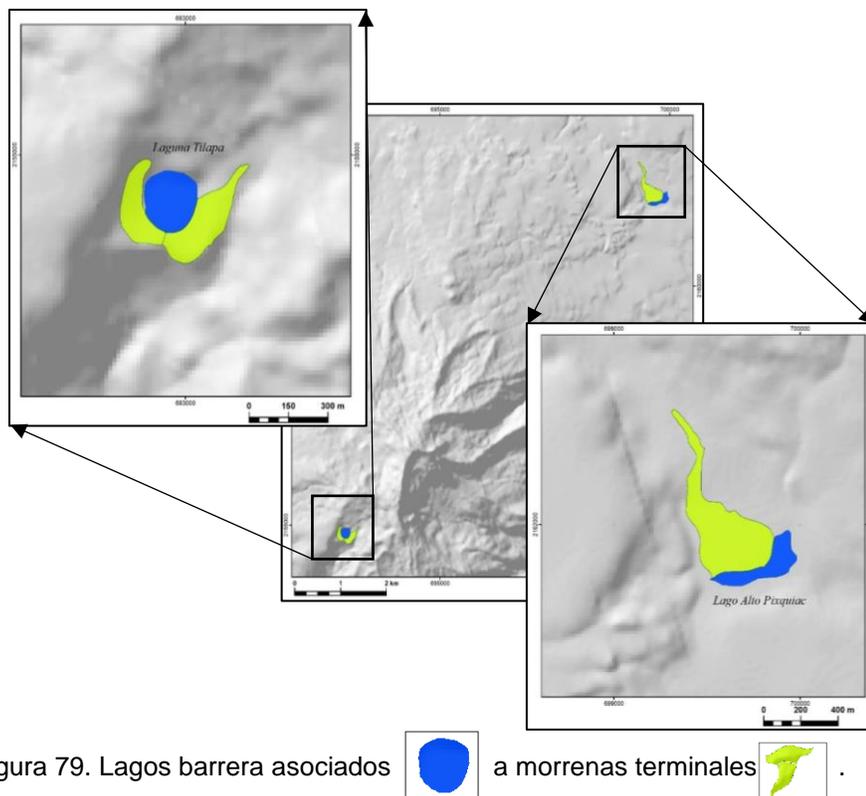


Figura 79. Lagos barrera asociados a morrenas terminales .

## SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

I Escarpes erosivo-litológicos

II. Contactos

III. Posición altitudinal relativa

## EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

### I. Perfiles geomorfológicos complejos

Con el fin de comprender mejor el carácter morfogenético del relieve y su evolución, se elaboraron cuatro perfiles geomorfológicos, en cada uno de ellos se integra la información geológica disponible, parámetros morfométricos y regiones morfológicas. Es importante mencionar, que cada perfil sigue las divisorias de aguas de las formas primordiales de la zona de estudio, como el edificio principal y las avalanchas volcánicas propuestas.

#### a) Perfil A – A'

El perfil A - A' atraviesa de manera longitudinal, la zona de estudio en sentido W-N-E. En el edificio principal el sustrato que predomina es reciente, y se encuentra modelado por la actividad glaciaria, esta dinámica ha formado valles profundos que son evidenciados en los parámetros morfométricos. Se observa que mientras la profundidad de la disección del cauce disminuye, la densidad aumenta, debido al predominio de corrientes estacionales, en su mayoría cárcavas y barrancos (Fig. 80).

Hacia los terrenos piemontanos, el sustrato y las morfologías muestran homogeneidad, corresponden a flujos de lava y conos cineríticos responsables del

crecimiento en amplitud, del Cofre de Perote. En estos sectores, los niveles de densidad de cauces disminuyen de forma abrupta, ya que se trata de materiales recientes y permeables que no permiten la disección profunda del sistema fluvial.

Las estructuras volcánicas que conforman el piedemonte, corresponden a un periodo de actividad que se extendió de manera radial, el cual interrumpió la continuidad entre edificios de edad temprana (laderas volcánicas tempranas), esto se observa en las gráficas morfométricas, ya que los valores disminuyen hacia los 3 200 msnm, hasta lograr un aumento considerable en la cota de 2 600 msnm. Los parámetros de densidad y profundidad de cauces, vuelven a decrecer en aquellos sectores donde se localiza el Campo Monogenético Xalapa.

En el perfil A – A', es posible representar de manera gráfica, la hipótesis planteada a partir de las mediciones de la orientación de parteaguas, en cada uno de los depósitos de avalancha. En este sentido, entre los 2 800 y 3 200 msnm, es evidente la existencia de una depresión que ha sido ocupada por materiales volcánicos, emplazados sobre una estructura de dimensiones mayores, la cual pudo haber sido desestabilizada por diversos factores como, la existencia de un basamento fracturado, actividad volcánica posterior y presencia de extensas cubiertas glaciares. El resultado de la conjunción de estos rasgos, derivó en el colapso de sus laderas orientales, los materiales producto del evento se denominaron, en este trabajo, como Avalancha Las Lajas - Xalapa, de igual manera, la estructura colapsada (Antiguo Edificio Las Lajas - Xalapa).

Entre los 2 600 y 2 800 msnm, se encuentra representada una estructura, en el presente documento, se ha denominado como Antiguo Edificio Los Pescados. El cual, pudo haber estado asociado al Antiguo Edificio Las Lajas - Xalapa y, en conjunto formar un volcán compuesto, mismo que fue desestabilizado a causa de los factores mencionados con anterioridad y por el propio evento explosivo, como resultado, se produjo la Avalancha Los Pescados en dirección este.

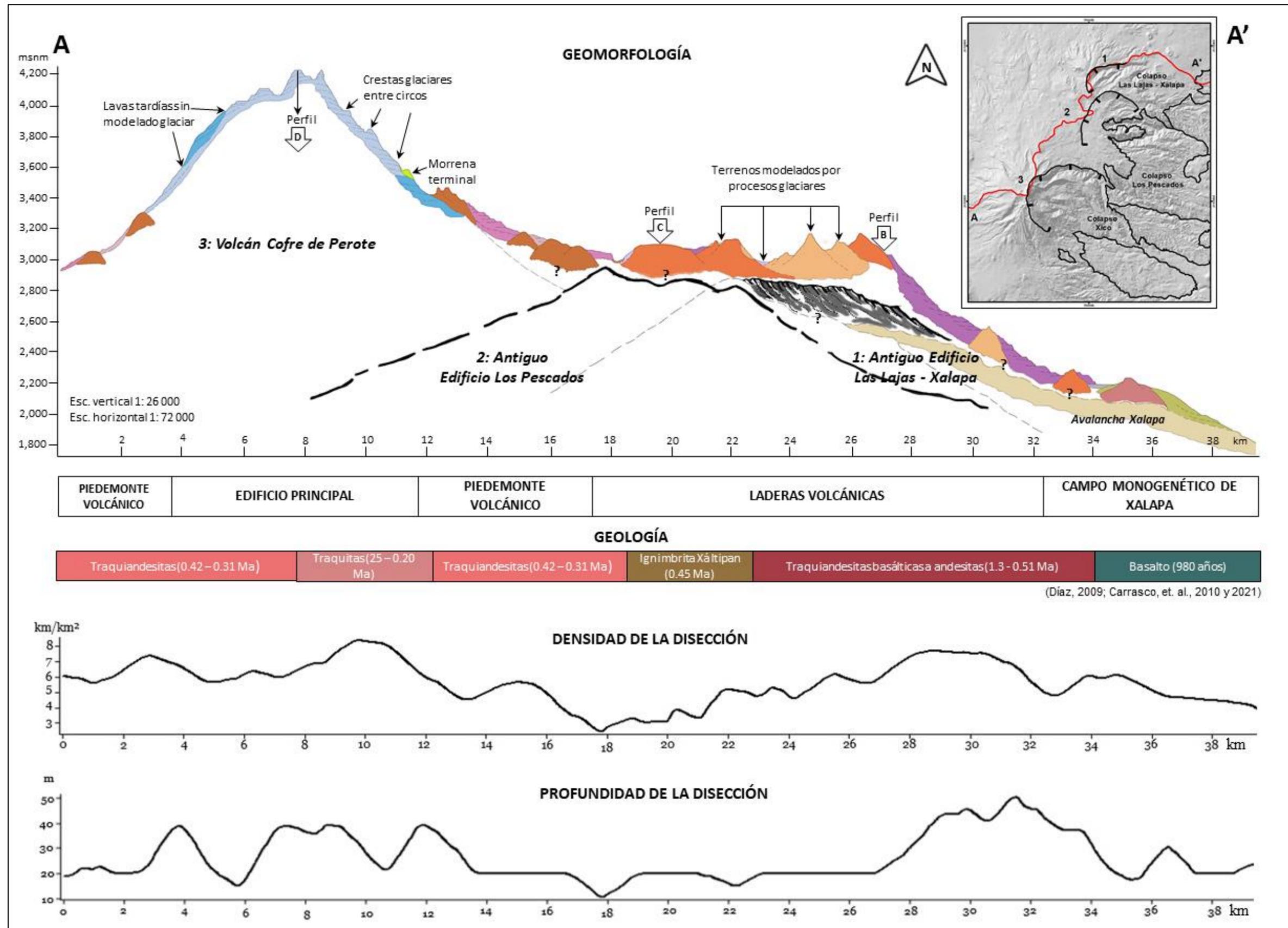


Figura 80. Perfil longitudinal A – A'. Recorre las estructuras principales del territorio de estudio en dirección W-N-E.

A partir de los 3 000 msnm, se distingue el edificio principal actual (Cofre de Perote), esta estructura presenta asimetría en el flanco oriental. La extensa depresión es producto del último colapso, el cual dio lugar al depósito Xico, los rasgos propios de la cicatriz de desprendimiento, han sido retrabajados por los procesos glaciares posteriores a la avalancha volcánica.

#### b) Perfil B – B'

El perfil B – B' recorre la Avalancha La Lajas - Xalapa en sentido N – NE, estos terrenos pertenecen a la región morfológica de laderas volcánicas, en su mayoría se encuentran constituidos por lavas andesíticas y basálticas. Entre los 2 800 y 3 000 msnm, los valores de densidad de cauces se muestran bajos, esto se debe a la presencia de rocas permeables que impiden el desarrollo de sistemas fluviales. Es importante señalar que existen valles profundos como el Aguasuelas, sin embargo, su origen se relaciona con procesos erosivo-glaciares (Fig. 81).

Desde los 2 400 y hasta los 2 800 msnm, se emplazan estructuras volcánicas y flujos de lava que en la actualidad, presentan intenso modelado glaciar, como evidencia de esta actividad, se identificaron depósitos morrénicos. Los parámetros morfométricos permanecen bajos, sin embargo, hacia laderas de menor altitud (2 300 msnm), se amplía la profundización de los cauces y el sistema fluvial se densifica, ya que encuentra los propuestos depósitos de avalancha poco consolidados y con alta permeabilidad.

Los materiales que son producto del evento Las Lajas - Xalapa, se identificaron a los 2 300 msnm, a partir de esta cota fue posible proyectar en el perfil, el escarpe de explosión que les dio origen, para ello, se tomó en cuenta la orientación de los interfluvios de los lomeríos alargados de esta zona ( $41^\circ$ , fig. 39). En este sentido, la cicatriz de colapso se proyectó hacia las vertientes de los valles más profundos que tienen origen glaciar, como el Aguasuelas.

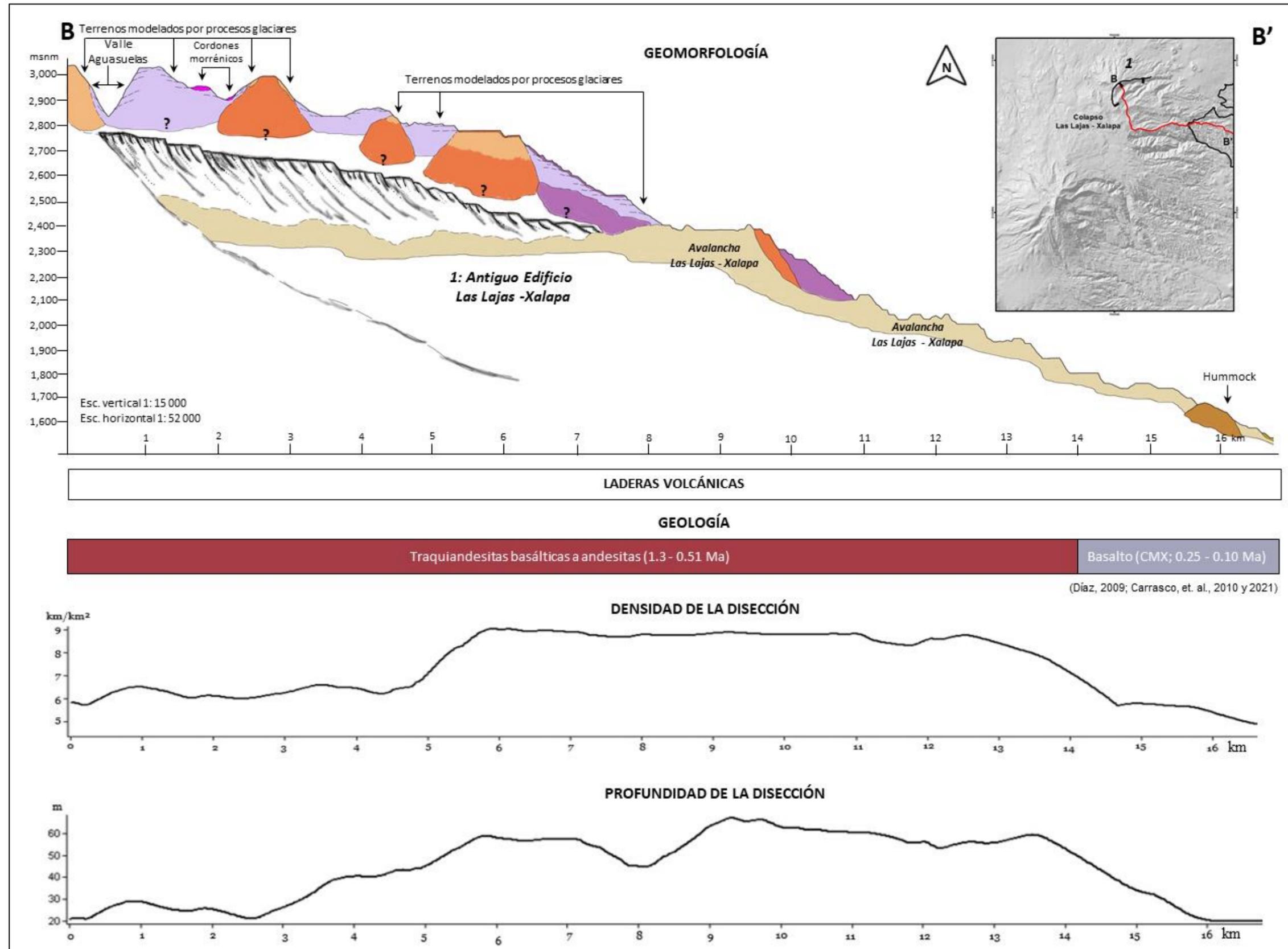


Figura 81. Perfil longitudinal B – B'. Recorre la Avalancha Las Lajas - Xalapa en dirección N-N-E.

En el perfil B – B' se representó de manera hipotética, el Antiguo Edificio Las Lajas - Xalapa. Esta estructura manifestó un colapso en los flancos orientales, anterior al evento Los Pescados. Las causas pueden estar relacionadas con la existencia de un basamento fracturado e inestable, factor que se sumó al peso ejercido por extensas cubiertas glaciares y actividad volcánica explosiva. Posterior al desprendimiento, la depresión que se originó fue ocupada por estructuras monogénicas y sus depósitos, más tarde, estos terrenos fueron retrabajados por la dinámica glacial.

c) Perfil C – C'

Recorre de N-W-E los depósitos de la avalancha Los Pescados. El inicio del perfil se aproxima a los 3 000 msnm, en terrenos volcánicos que presentan intenso modelado glacial, una parte de ellos integra el piedemonte volcánico, mientras que el resto, constituye las laderas volcánicas tempranas (Fig. 82).

El sustrato se compone de lavas intermedias a básicas con alta permeabilidad, estas condiciones se evidencian en la gráfica de densidad de cauces, la cual muestra valores altos (7-8 km/km<sup>2</sup>), para casi todo el perfil. El esquema de profundidad de la disección tiene un comportamiento similar, ya que el sistema fluvial presenta profundidades > 40 m.

En los materiales que pertenecen al depósito Los Pescados, se identificaron los valles fluviales más profundos y amplios de la zona de estudio, un ejemplo es el valle Pixquiac, el cual representa el contacto geomorfológico entre materiales volcánicos tempranos y depósitos de avalancha. Lo anterior, se vincula con la existencia de un sustrato poco consolidado y con alta permeabilidad, el cual se encuentra representado en el perfil a partir de los 2 200 msnm.

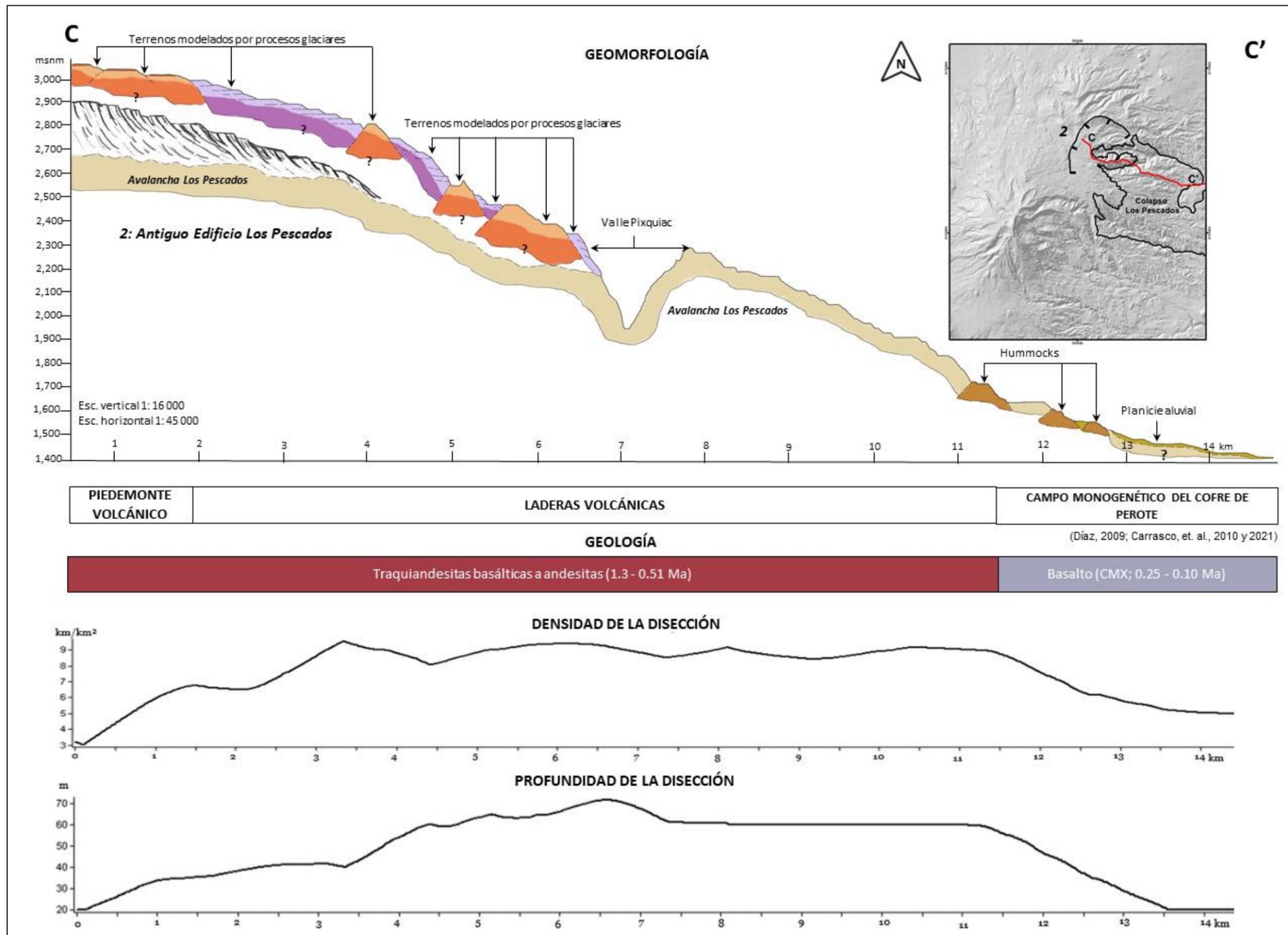


Figura 82. Perfil longitudinal C – C'. Recorre la avalancha Los Pescados en dirección N-W-E.

En el gráfico se representó de manera hipotética, el volcán vinculado con el depósito Los Pescados, estructura que se encontraba asociada al Antiguo Edificio Las Lajas - Xalapa, esto permitió que también resultara afectada por el colapso anterior y por el peso ejercido por las cubiertas de hielo que se encontraban en su cima, las cuales se fusionaron al momento de la explosión y se mezclaron con el material desprendido, lo que incrementó el volumen del depósito.

En la actualidad, la cicatriz de desprendimiento (2 900 msnm), no se muestra por completo, debido a la existencia de estructuras volcánicas emplazadas sobre los terrenos deprimidos, que más tarde fueron modeladas por procesos glaciares.

En la cota de 1 700 msnm, se identificaron montículos residuales conocidos como *hummocks*, estas formas son características de las avalanchas de escombros, sin embargo, la litología no coincide con la naturaleza del evento, debido a la presencia de lavas basálticas recientes. Esto se debe, a que el perfil recorre el contacto geomorfológico, entre el Campo Monogenético Xalapa y el depósito Los Pescados, pero en la elaboración del gráfico, se privilegió la representación de los colapsos.

#### d) Perfil D – D'

El perfil D – D' atraviesa en dirección W-S-E, los terrenos que integran el actual Cofre de Perote y la avalancha Xico. El edificio principal está integrado por derrames de lava intermedios, los cuales presentan signos de intensa erosión glacial, evidencia de ello, es la presencia de rocas aborregadas y depósitos morrénicos de fondo entre los 3 400 y 3 800 msnm. Otro rasgo a resaltar es la inexistencia de focos emisores de las coladas de lava, debido a que han sido desmantelados por el mismo proceso de exaración (Fig. 83).

Los valores de densidad y profundidad de la disección para el edificio principal y la zona de rampas, indican el desarrollo de importantes sistemas de drenaje, los cuales funcionan como cuencas de captación de valles profundos y extensos, que tienen desembocadura en el Golfo de México. La red de drenaje ha aprovechado las depresiones originadas por el paso del hielo, y continúa retrabajando los materiales en estos terrenos.

Hacia los 2 200 msnm se identificaron depósitos de la avalancha Xico, integrantes de la región de laderas volcánicas tempranas. Se constituyen de materiales poco consolidados, por lo tanto el sistema fluvial es denso y tiene profundidades > 40 m, tal como se muestra en las gráficas morfométricas.

A diferencia de los perfiles anteriores, en el gráfico D – D' la representación del escarpe de explosión y del edificio asociado, se realizó de acuerdo con la morfología actual del Cofre de Perote. El depósito Xico se relaciona con el colapso de las laderas orientales, como resultado, se tiene un anfiteatro de amplias dimensiones que en planta, se asemeja a una herradura, y se encuentra marcado en el perfil a partir de los 4 000 msnm.

Si bien, es evidente la existencia de un gran escarpe asociado al evento Xico, no es posible denominarlo como cicatriz de desprendimiento, ya que la dinámica glacial ha modificado la morfología original, como resultado se observan crestas agudas y circos glaciares.

En el colapso Xico, la depresión resultante no fue ocupada por estructuras volcánicas recientes, como sucedió con las explosiones anteriores, sino por masas de hielo, las cuales son contemporáneas al último colapso y se encontraban concentradas alrededor de la zona cumbre (> 3 600 msnm).

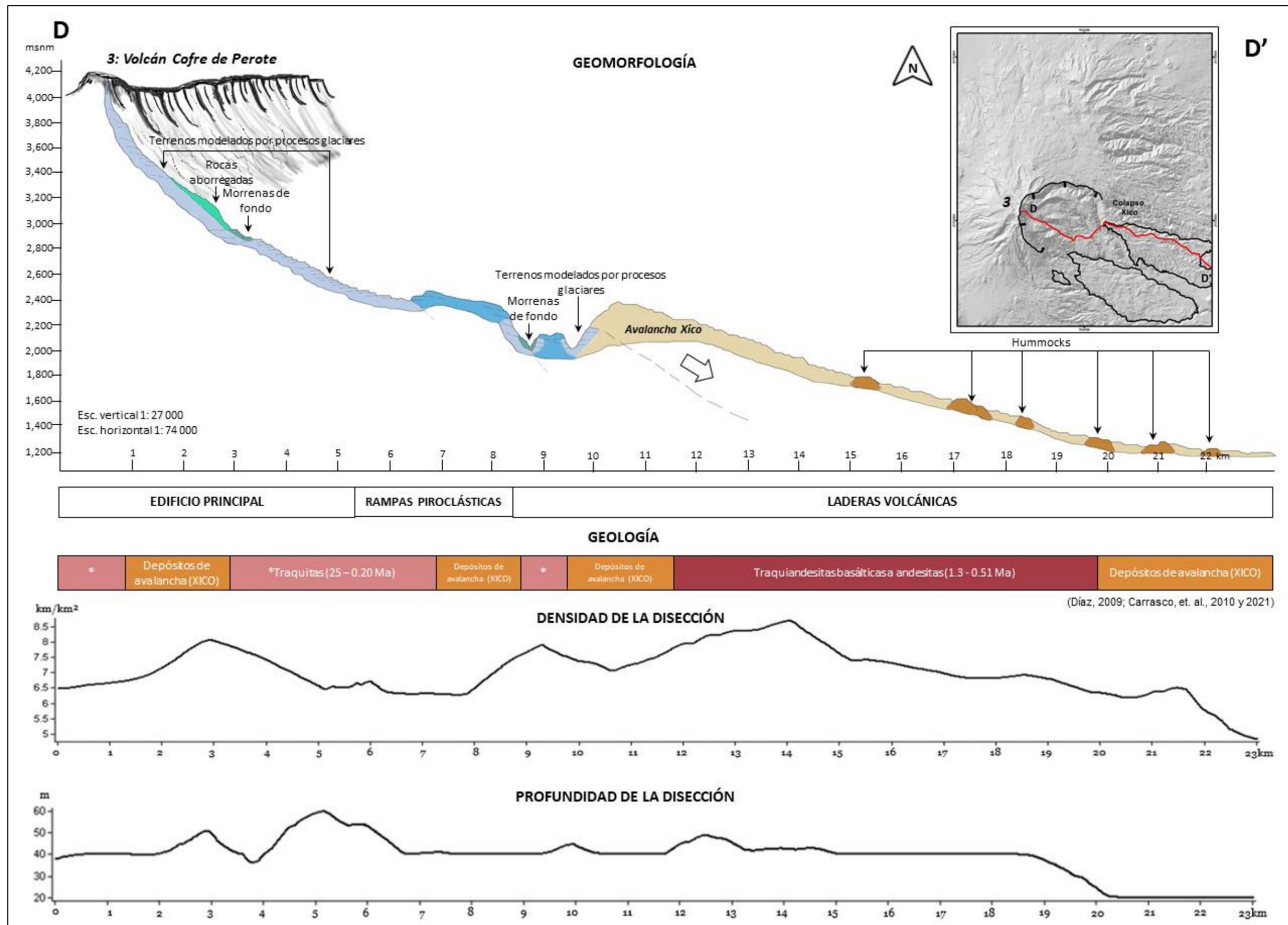


Figura 83. Perfil longitudinal D – D'. Recorre la avalancha Xico en dirección W-S-E.

## Bloques-diagrama

La evolución del relieve del Cofre de Perote y zonas adyacentes, se presenta en forma gráfica a través de 9 bloques–diagrama, hay que mencionar que estos esquemas están realizados a partir de la información obtenida en el mapa geomorfológico y fue complementada con datos bibliográficos consultados a lo largo de esta investigación.

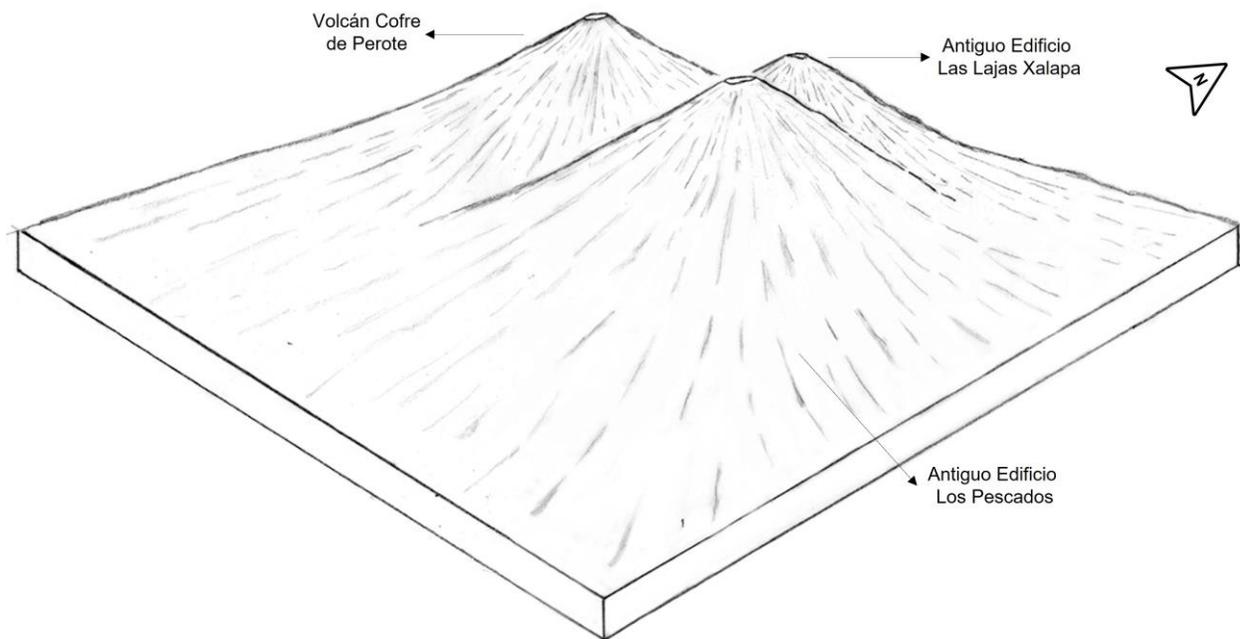
El punto de partida es la secuencia que se muestra fue la figura 85, en ella se interpretaron los patrones de drenaje asociados con las cicatrices de deslizamiento volcánico y la espacialidad de los depósitos de avalancha, de esta manera, fue posible visualizar los volcanes que integraban la estructura denominada, en este trabajo como Complejo Volcánico Cofre de Perote, en particular, los Antiguos Edificios Los Pescados (centro) y Las Lajas – Xalapa (norte), del actual Cofre de Perote.

Los bloques-diagrama A y B, muestran la posición de los antiguos volcanes Los Pescados, Las Lajas - Xalapa y su asociación con el primer evento glaciar registrado en este territorio. Los diagramas C y D ponen de manifiesto la posible existencia de un evento explosivo y sus detritos asociados (avalancha de escombros), del mismo modo la influencia glaciar ocurrida después del evento paroxísmico. Hay que mencionar, que no se tiene evidencia de eventos volcánicos efusivos o explosivos una vez que ocurrió el fenómeno mencionado.

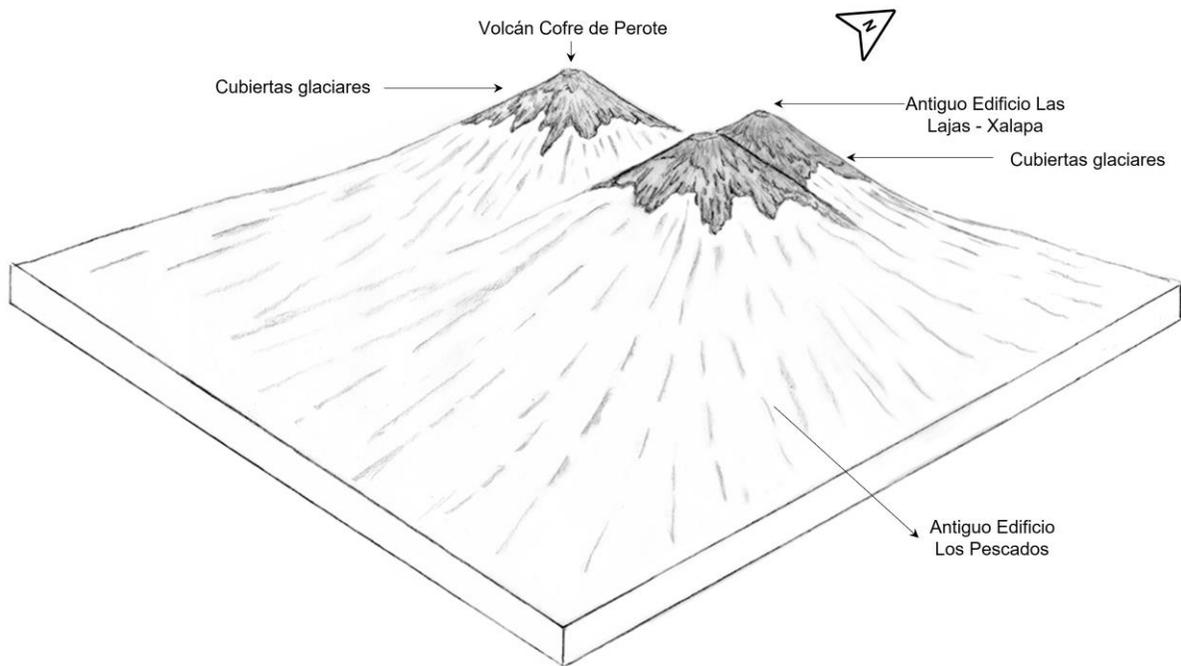
Los esquemas E y F, muestran las características del segundo evento explosivo ocurrido en el edificio Los Pescados y la posición de los cuerpos glaciares vinculados con el tercer evento frío. El deshielo glaciar favoreció la existencia de ríos y la disección de los detritos volcánicos, dando como resultado una morfología de lomeríos alargados.

El esquema G, muestra la avalancha volcánica ocurrida en el Cofre de Perote y en el diagrama H, la posición de los posibles glaciares que existieron en el tercer evento frío, en este mismo gráfico, se observa la acción erosiva fluvial sobre los detritos volcánicos, alternados con piroclastos y lavas provenientes de volcanes de escoria

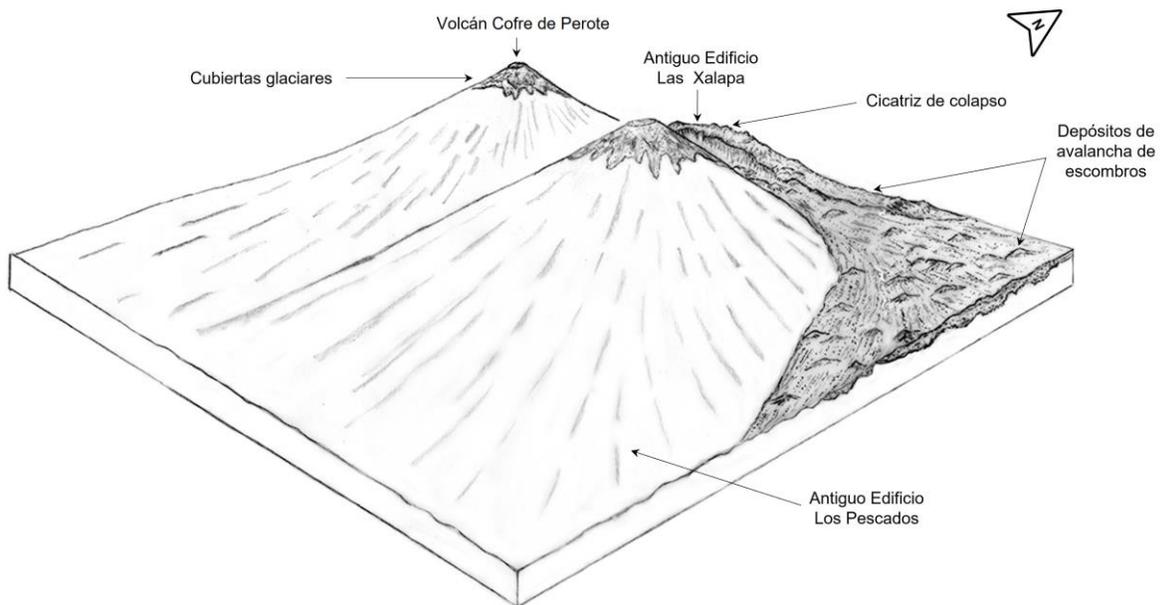
presentes en las laderas intermedias y bajas. Una vez que los hielos se retiran y el vulcanismo termina, la acción erosiva fluvio-gravitacional es la responsable de la morfología actual (bloque I). A continuación, se hace una descripción detallada de cada bloque-diagrama.



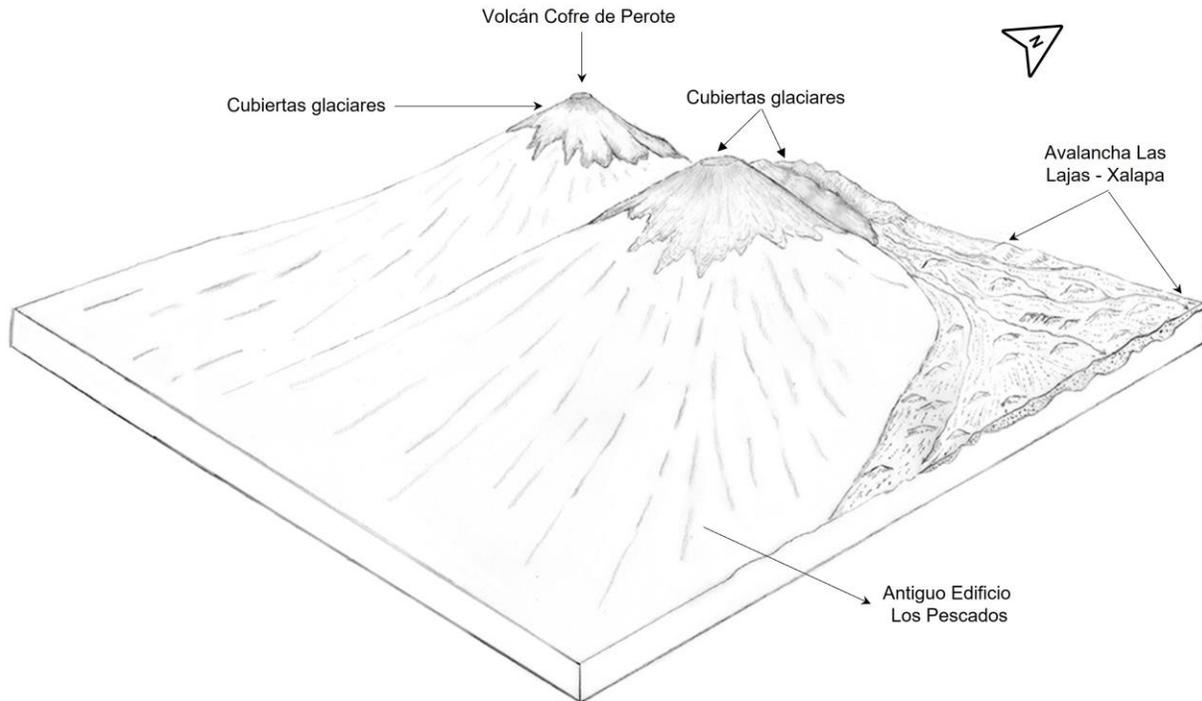
**Bloque - diagrama A:** Complejo Volcánico Cofre de Perote, constituido por el *Antiguo Volcán Las Lajas - Xalapa*, Los Pescados y el actual Cofre de Perote. El esquema muestra la morfología asociada a la actividad volcánica ocurrida hace 1.3 Ma – 0.51 Ka (Carrasco *et al.*, 2010). Su vista en planta actual, a través de los patrones de drenaje y la espacialidad de los depósitos de avalancha, se observa en la figura 84.



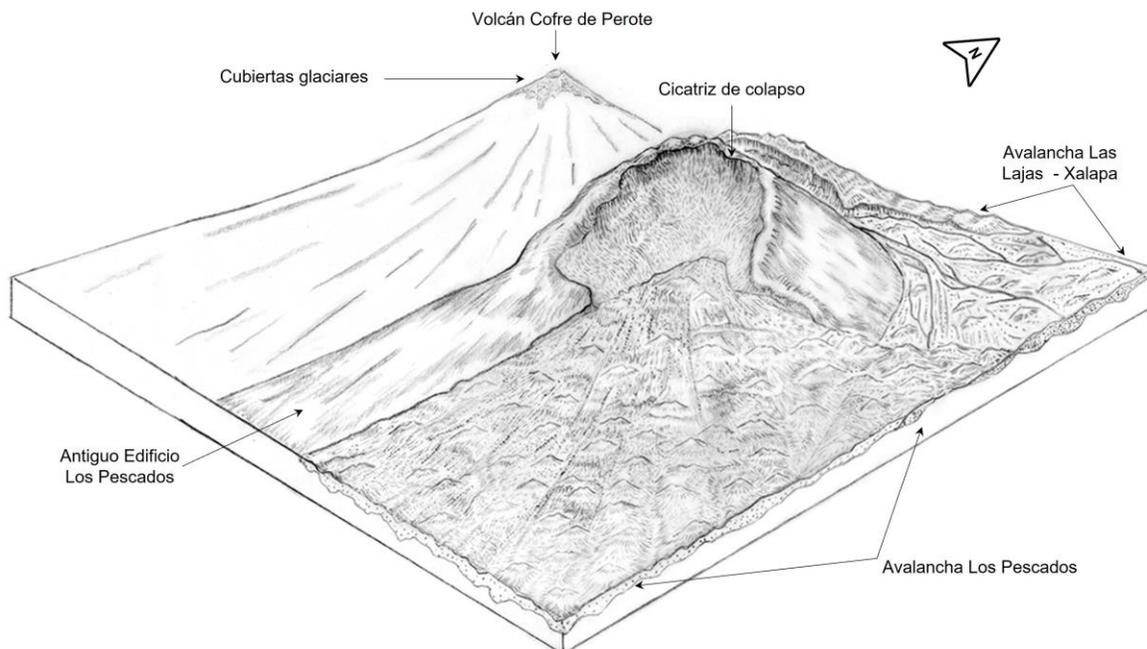
**Bloque - diagrama B:** Cubiertas glaciares hace 39 – 26 Ka (Caballero, *et. al.*, 2010), se considera el primer avance glaciár.



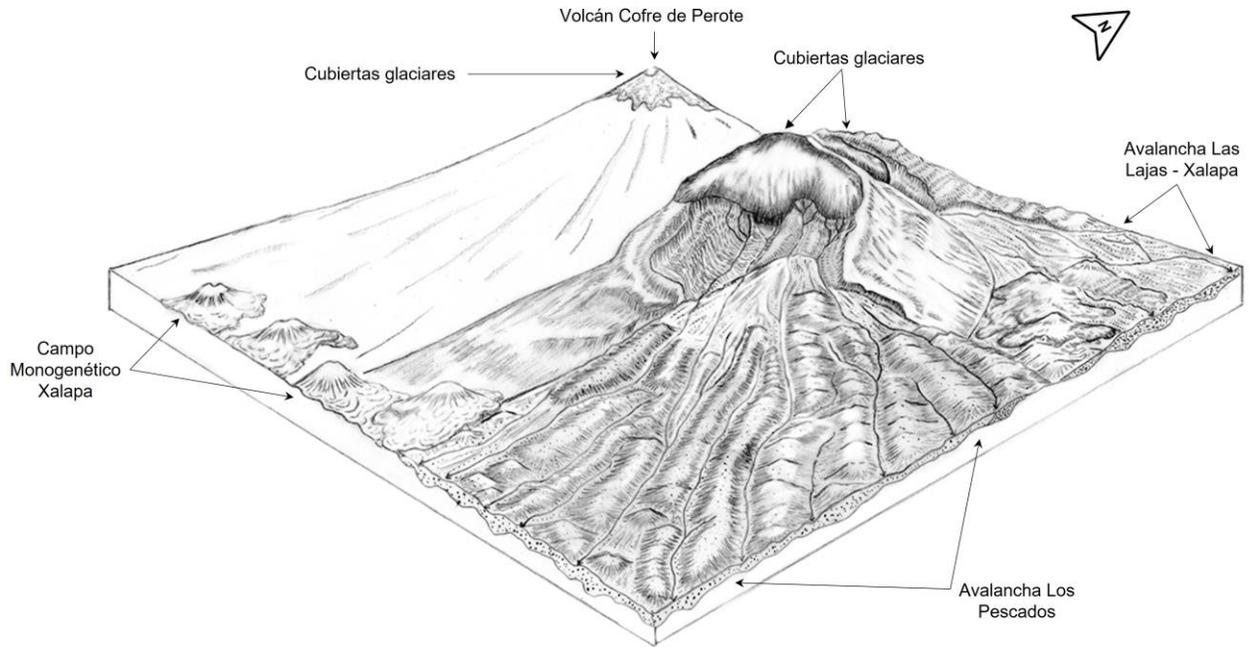
**Bloque - diagrama C:** Colapso volcánico en el Antigo Volcán Las Lajas - Xalapa, el evento explosivo se explica a través del peso de los glaciares y la abundante agua de deshielo en la cima, factores que fueron determinantes en el colapso volcánico (Rodríguez, 2010). El perfil B – B' (Fig. 81), hace evidente el antiguo edificio con el relieve actual.



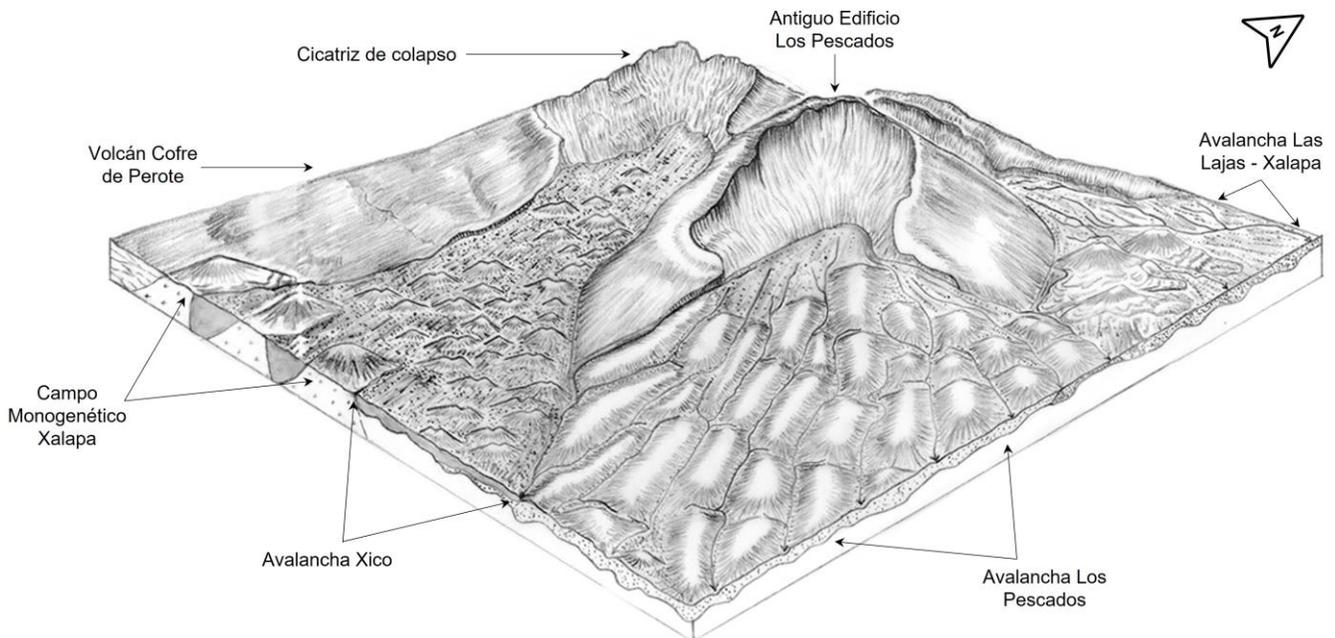
**Bloque - diagrama D:** segundo avance glaciar ocurrido hace 39 – 26 Ka (Caballero *et al.*, 2010), en este estadio la masa glaciar ocupó la depresión del colapso del que fuera el volcán Las Lajas - Xalapa. Las cubiertas de hielo también tuvieron desarrollo en los volcanes compuestos adyacentes. Es posible que el volcán Los Pescados comenzara a desestabilizarse por la fusión del hielo glaciar, vinculada a la actividad volcánica. El perfil B – B' (Fig. 81), hace evidente el antiguo edificio con el relieve actual.



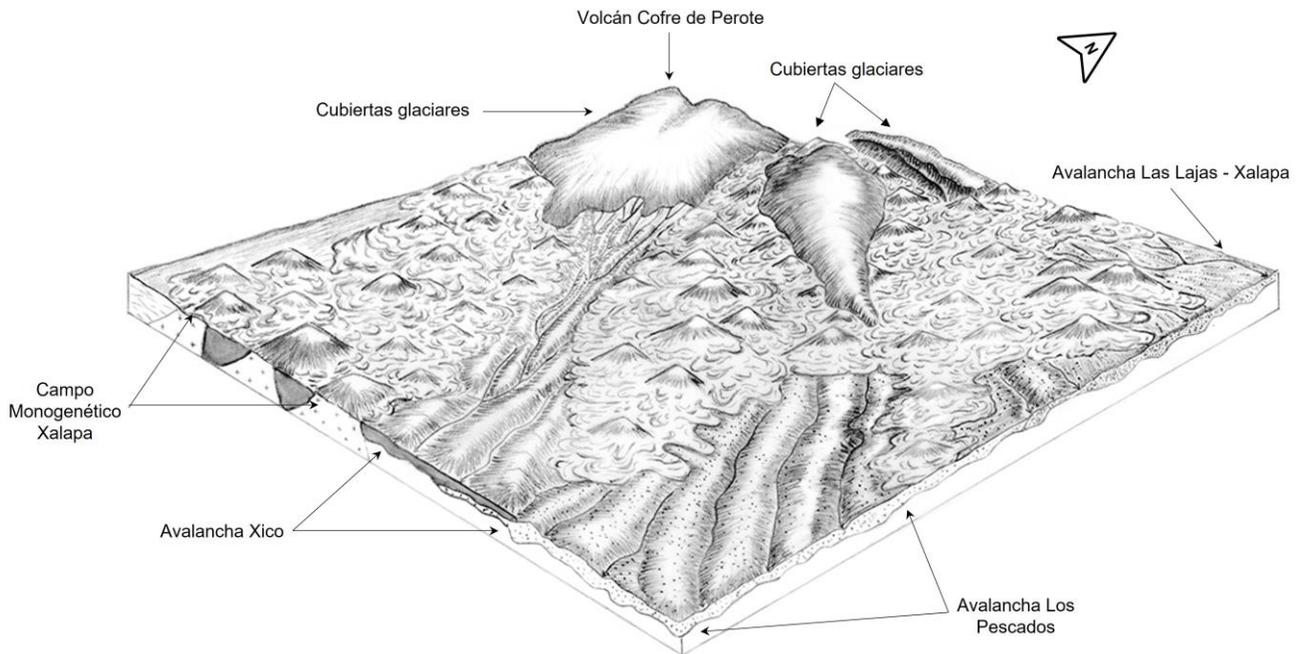
**Bloque - diagrama E:** Colapso volcánico ocurrido en el *volcán* Los Pescados hace 39 – 42 Ka (Carrasco *et al.*, 2010), los detritos volcánicos alcanzaron longitud considerable y ocuparon áreas importantes del sector oriental, este hecho podría explicarse a través de la existencia de importantes volúmenes de agua proveniente de la fusión de los glaciares que existieron en la cima. El perfil C – C' (Fig. 82), hace evidente el antiguo edificio con el relieve actual.



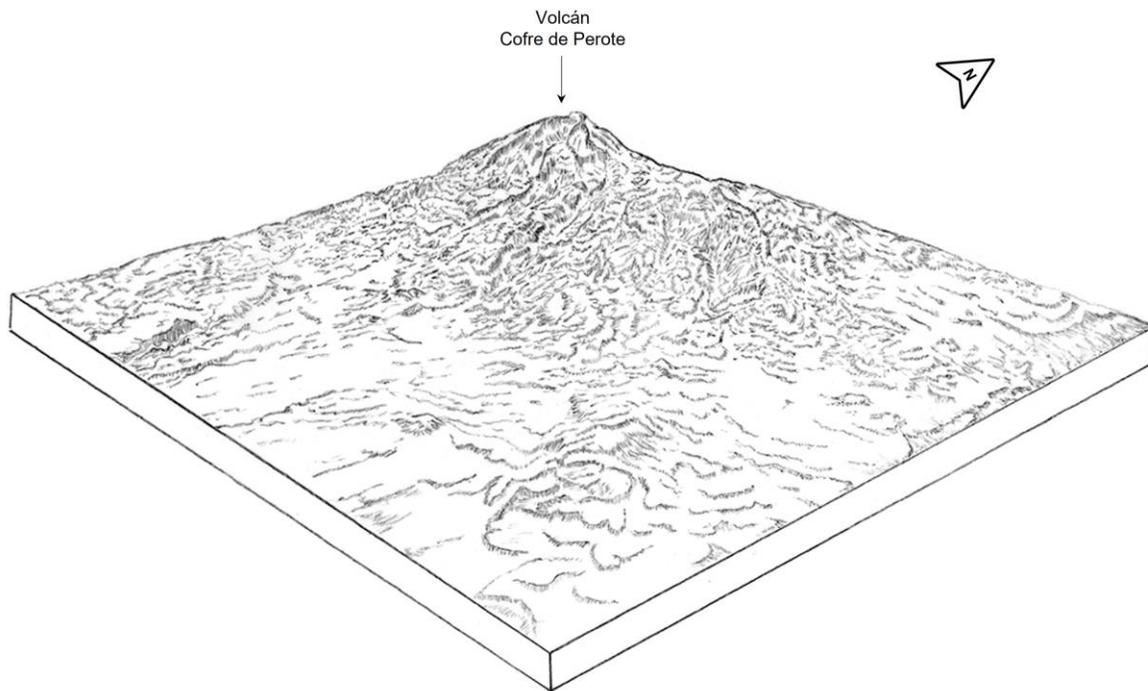
**Bloque - diagrama F:** Se muestran las condiciones del tercer avance glaciar ocurrido hace 22 – 18 Ka (Vázquez y Heine, 2011), en este estadio el agua de deshielo favorece la existencia de ríos y comienza la erosión paulatina de los detritos volcánicos asociados a las avalanchas Los Pescados y Las Lajas - Xalapa. Los campos monogénéticos Cofre de Perote (norte) y Las Lajas - Xalapa (S-W), inician su desarrollo (25 - 10 Ka; Carrasco *et al.*, 2010). El perfil C – C' (Fig. 82), hace evidente el antiguo edificio con el relieve actual.



**Bloque - diagrama G:** Colapso volcánico Cofre de Perote, este evento da como resultado la avalancha de escombros denominada Xico y ocurre hace 11 - 13 Ka (Carrasco *et al.*, 2010). Al igual que en los dos casos anteriores, se cree que la presencia de glaciares (peso y abundancia de agua de deshielo), fue el detonante del evento explosivo. El perfil D – D' (Fig. 83), hace evidente el antiguo edificio con el relieve actual.



**Bloque - diagrama H:** Se muestran las condiciones del cuarto avance glaciar ocurrido hace 22 – 18 Ka (Vázquez y Heine, 2011). En este estadio se desarrollan numerosos volcanes de escoria sobre la vertiente oriental del complejo volcánico Cofre de Perote y continúa el desarrollo de los campos monogenéticos Cofre de Perote (norte) y Las Lajas - Xalapa (S-W). El vulcanismo piroclástico que tiene desarrollo en los terrenos cumbrales, se ve afectado por la actividad glaciar. Los depósitos asociados en cada uno de los casos, ocupó las depresiones glaciares borrando gran parte de la morfología característica. El perfil A – A' (Fig. 80), hace evidente el antiguo edificio con el relieve actual.



**Bloque – diagrama I:** Una vez que se retiran los hielos y termina la actividad volcánica comienza un estadio erosivo fluvial y fluvio-gravitacional que define la morfología actual. La figura 84 muestra el arreglo del relieve en la actualidad y la configuración del Antiguo Complejo Volcánico Cofre de Perote.

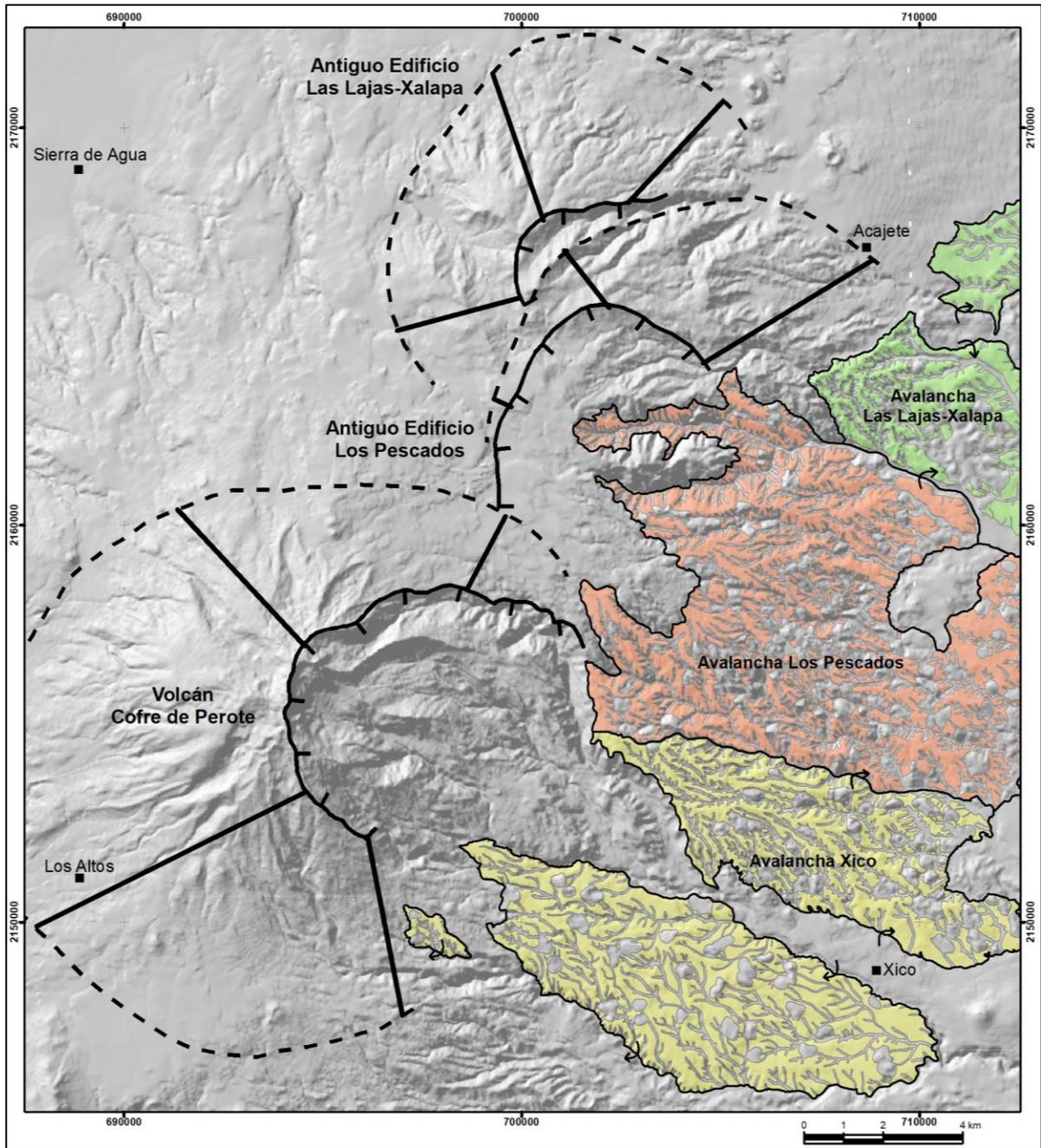


Figura 84. Representación en planta del volcán Cofre de Perote y los Edificios Antiguos Las Lajas - Xalapa y Los Pescados y los depósitos de avalancha asociados a cada estructura. La figura 86 se asocia al bloque – diagrama 9 y al perfil geomorfológico A – A'.

En este último apartado, se explicaron los relieves creados a partir de la incidencia de agentes exógenos como las corrientes fluviales, la fuerza de gravedad y la exaración. Todos ellos no actúan de manera aislada o individual, sino de forma secuencial o incluso, simultánea.

En la zona de estudio, se presentan tres etapas evolutivas de los cauces, las cuales se diferenciaron de acuerdo a la profundidad que presentan. La transición cárcavas-barrancos-valles, predomina en la mitad oriental, en los depósitos de avalancha y secuencias volcánicas tempranas.

Los procesos gravitacionales, fueron identificados en depósitos glaciares y detritos de colapso volcánico, representan una segunda etapa de erosión en materiales transportados con anterioridad, por un agente distinto. Es importante mencionar que existen caídas de rocas en laderas de fuerte inclinación, debido a la existencia de grietas generadas a partir de procesos de gelifracción. Esta dinámica se presenta de forma constante a lo largo de valles glaciares y circos, incluso ha formado mantos coluviales al pie de sus paredes.

El paso de los glaciares en el Cofre de Perote, fue identificado en sectores que se encuentran separados por vulcanismo reciente. Se reconocieron depósitos morrénicos que evidencian un alcance máximo de los hielos a los 1 520 msnm, 1 800 m más bajo de lo ya documentado hasta el momento. Ante esto, es pertinente suponer que las cubiertas glaciares se mantuvieron de forma constante, hasta estos niveles altitudinales, y a medida que fueron retrocediendo, dejaron huellas como los depósitos morrénicos laterales y cordones, todos ellos, orientados al N-E y N-W.

El análisis de los perfiles geomorfológicos y de los bloques-diagrama evidencia que el Cofre de Perote fue un complejo volcánico, en el que existieron dos estructuras similares al actual edificio, sin embargo, la actividad volcánica y los procesos glaciares posteriores, dificultan su reconocimiento, en este sentido, los gráficos constituyen una herramienta importante para representar con información adicional (litología y morfometría), la evolución del relieve de la zona de estudio.

## CONCLUSIONES

El análisis espacial de la litología permitió proponer un panorama de la evolución del vulcanismo del Cofre de Perote, tanto en una escala regional como en el marco local.

El Cofre de Perote ha presentado actividad constante desde hace poco más de 1.3 Ma (Pleistoceno temprano). Es resultado de la sobreposición de estructuras, en su mayoría conos cineríticos que se emplazaron siguiendo un arreglo radial. Hacia la zona cumbral la continuidad del cono principal se interrumpe, debido a colapsos ocurridos en el sector oriental al término de cada etapa constructiva.

Con el fin de comprender la relación entre los procesos modeladores y la naturaleza del sustrato, se analizaron los componentes cuantitativos del relieve, a través de diferentes métodos morfométricos como altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección. La interpretación de estos parámetros, resultó en la regionalización morfológica de la zona de estudio, donde cada una comparte características morfogénicas y dinámicas exógeno-acumulativas contrastantes. En este marco, se diferenciaron 6 regiones I) Edificio Principal, II) Laderas volcánicas tempranas, III) Piedemonte volcánico (tardío), Campos Monogénicos: IVa) Cofre de Perote, IVb) Xalapa, V) Rampas piroclásticas y VI) Planicie.

La interpretación de 89 fotografías aéreas bajo un criterio geomorfológico, dio como resultado el primer mapa detallado a escala 1:25 000 del Cofre de Perote y formas asociadas. La cartografía final expresa la distribución espacial del relieve de acuerdo con el proceso que lo originó, en este sentido, las morfologías se clasificaron en tres grupos genéticos: endógeno, endógeno-modelado y exógeno.

En total, se reconocieron 60 unidades morfológicas diferentes, que en conjunto abarcan una extensión de 704 km<sup>2</sup>. El 51% del relieve del territorio de estudio, se relaciona con procesos internos de la Tierra (endógenos), predominan los flujos de lavas recientes y depósitos de avalancha. El grupo endógeno-modelado representa un porcentaje relevante del 29%, en el cual destacan los cauces (cárcavas,



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

barrancos y valles). Por último, las formas creadas a partir de procesos exógenos, constituyen el 21%, resaltan los flujos de lava modelados por la dinámica fluvial y glaciár (Fig. 85).

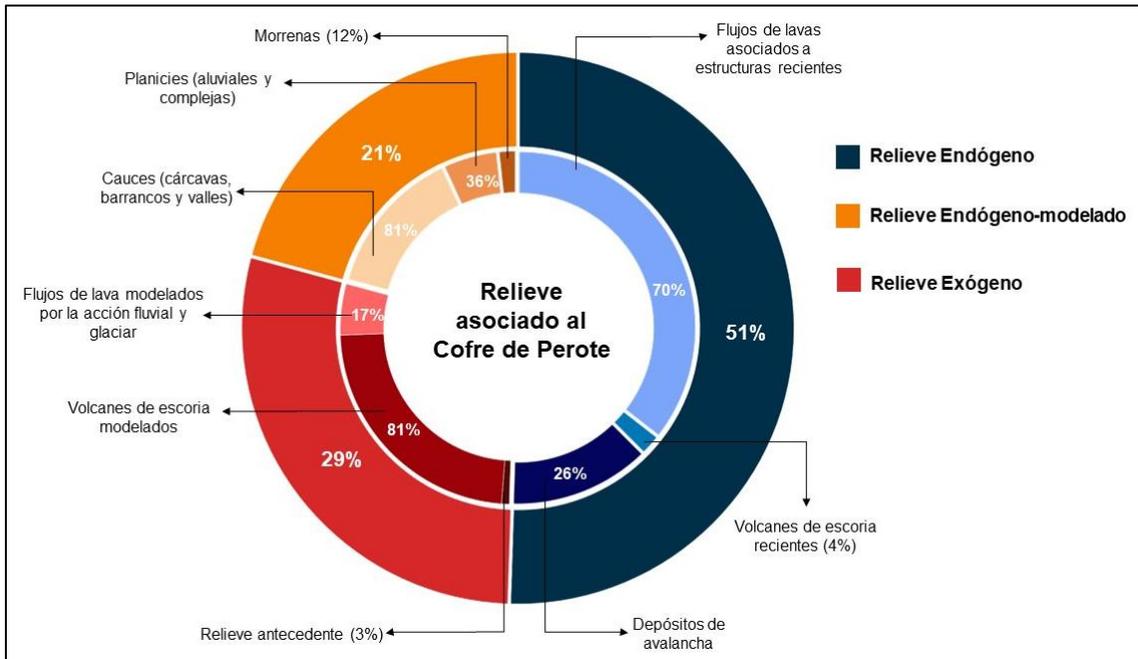


Figura 85. Grupos genéticos del relieve: endógeno, endógeno-modelado y exógeno, en cada uno de ellos, se encuentra representado el porcentaje de las formas que integran cada grupo.

El análisis geomorfológico permitió el reconocimiento cartográfico de los depósitos de las avalanchas Los Pescados (44 Ka) y Xico (11 Ka), sus límites son representados en un mapa geomorfológico detallado (Anexo).

A partir de la orientación y la medición de los interfluvios en los lomeríos asociados a las avalanchas volcánicas, se diferenció el circo de colapso que los generó. En este sentido, el criterio geomorfológico de tomar en cuenta el terreno cumbral (parteaguas), fue acertado, debido a que es el último sector en ser afectado por los procesos erosivos, por lo tanto, fue un registro confiable para establecer la dirección que tuvieron los colapsos.

En este marco, se identificaron tres rumbos, cada uno de ellos fue representado en histogramas de orientación, de esta manera, se obtuvieron tres distintas

direcciones, dos de ellas, asociadas a las avalanchas registradas y mencionadas en la bibliografía (Los Pescados y Xico), además de una tercera que hemos denominado Avalancha Las Lajas - Xalapa. La existencia de este depósito se identificó por criterios geomorfológicos, sin embargo, es necesario un análisis litológico y textural para reforzar esta hipótesis (Figs. 36, 38 y 40). La mayor parte de la Avalancha Las Lajas - Xalapa está cubierta por estructuras volcánicas recientes y sus partes expuestas presentan un modelado fluvio-gravitacional intenso (Fig. 34).

Con respecto al relieve glacial, en este trabajo se establece su influencia hasta la cota de 1 520 msnm, sobre todo en las laderas orientales del edificio principal. Este dato tiene un fundamento geomorfológico vinculado con la existencia de depósitos morrénicos laterales, de fondo y valles en *U* (Fig. 77).

Las hipótesis planteadas en esta investigación, se respaldan en la interpretación de la cartografía geomorfológica detallada, este punto de partida fue el más adecuado para establecer la evolución del relieve del volcán Cofre de Perote y zonas adyacentes. Con este fin, se elaboraron 4 perfiles geomorfológicos complejos y 9 bloques-diagrama.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alaníz, S., Nieto, F., y Ferrari, L. (1998). Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the transmexican volcanic belt. *Geology*, 26(7), 591-594. doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0591:EOSRIT>2.3.CO;2
- Ancochea, E., y Barrera, J. L. (2002). La peligrosidad volcánica. En F. J. Ayala-Carcedo, y J. Olcina, (Ed.), *"Riesgos Naturales"*. Barcelona, España: Ariel Ciencia.
- Bashenina, B. (1977). *Cartografía Geomorfológica*. U.R.S.S., Moscú: Educación Superior.
- Bauer, B. O. (2004) Geomorphology. En Goudie, A.S. *Encyclopedia of Geomorphology* (pp.428-435). Vol. I. Nueva York, EE. UU: Routledge, Taylor and Francis Group.
- Bloom, A. (1978). *Geomorphology: a systematic análisis of Late Cenozoic Landforms*. Reino Unido: Pearson Education.
- Bustos, M. A., y López, I. (2012). Formación Teziutlán. Ficha de Unidad Litodémica (Litodema). *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano, EEI-F001(02)2012-08-31, 1-4.
- Caballero, M., et. al. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 62(3). pp. 359-377.
- Carrasco, G., Richter, K., y Chesley, J. (2005). Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 423-440. doi: 10.1007/s00410-005-0015-x



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

- Carrasco, G., Díaz, R., Siebert, L., Hubbart, B., Sheridan, M. F., y Rodríguez, S. R. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The rol of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of volcanology and geotermal research*, 158, 151 – 176. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.04.025
- Carrasco, G. Siebert, L., Díaz, R., Vázquez, L., y Capra, L. (2010). Evolution and hazards of a long-quiescent compound sheld-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of volcanology and geotermal research*, 197, 209–224. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.08.010
- Carrasco, G., Dávila, P., Riggs, N. R., Ort, M., Zimmer, B. W., Willcox, C. P., y Branney, M. J. (2012). Recent explosive volcanism at the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. En J.J. Aranda, G. Tolson, y R. S. Molina, (Eds.), *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America. Field Guide*, 25, 83-113. doi: 10.1130/2012.0025(05)
- Capra, L. (2000). *Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México)* (tesis de doctorado). Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- Capra, L. (2006). Abrupt climatic changes as triggering mechanisms of massive volcanic collapses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155, 329-333. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.04.009
- Capra, L. (2007). Volcanic natural dams: identification, stability, and secondary effects. *Natural Hazards*, 43, 45-61. doi: 10.1007/s11069-006-9101-2
- Capra, L., Bernal, J.P., Carrasco-Núñez, G., y Roverato, M. (2013). Climatic fluctuations as a significant contributing factor for volcanic collapses. Evidence from Mexico during the Late Pleistocene. *Global and Planetary Change*, 100, 194-203. doi: dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.017
- Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P., y Fan, J-X. (2013; actualizada). *The ICS International Chronostratigraphic Chart*. Episodes 36:199-204.

- Concha, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., y Watters, R. J. (2005). Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology*, 72, 19-39. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.05.004
- Dávila, P., y Carrasco, G. (2014). An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 271, 24-42. Recuperado de: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.020>
- De Jesús, J. C. (2021). *Geomorfología y reconstrucción paleoglaciaria del volcán La Malinche, Tlaxcala-Puebla* (tesis de licenciatura). Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
- De Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Madrid, España: Rueda.
- Delgado, G. H., et al. (2015). Hazards at Ice-Clad Volcanoes: Phenomena, Processes, and Examples From Mexico, Colombia, Ecuador and Chile.
- Derruau, M. (1966). *Geomorfología*. Barcelona, España: Ariel.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 2(2), 172-187.
- Demant, A. (1982). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5(2), 217-222.
- Díaz R., Carrasco, G., y Alaníz, A. (2008). Mechanical instability quantification of slopes at Cofre de Perote volcano, eastern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(2), 187–201. doi: 10.18268/BSGM2008v60n2a4
- Díaz, R. (2009). *Análisis de las condiciones estructurales de estabilidad en el volcán Cofre de Perote* (tesis de doctorado). Instituto de Geología, UNAM, México.

- Díaz, R., Hubbard, B. E., Carrasco, G., y Rodríguez, J. L. (2012). The origins of Late SQuaternary debris avalanche and debris Flow deposits from Cofre de Perote volcano, Mexico. *Geosphaera*, 8(4), 950-971. doi: 10.1130/GES00709.1
- Dubroeuq, D., Geissert, D., y Quantin, P. (1998). Weathering and soil forming processes under semi-arid conditions in two Mexican volcanic ash soils. *Geoderma*, 86, 99-122.
- 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.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84–92. doi: dx.doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a5
- Ferrari, L., Orozco, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). *The dinamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. *Tectonophysics* 522-523, 122-149. doi: 10.1016/j.tecto.2011.09.018
- Ferriz, H., y Mahood, G. (1984). Eruption rates and compositional Trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10),8511-8524.
- Franco, O. (2014). *Estudio dendrogeomorfológico de procesos de remoción en masa. Lahares en el volcán de Colima y La Malinche, caída de rocas en el Cofre de Perote* (tesis de doctorado). Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Gómez, A., Orozco, M. T., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3), 227-283.

- González, E., Tello, E., y Pal, M. (2001). Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 16(2), 158-194.
- González, G. E. (2005). *El vulcanismo de la región de Xalapa, Veracruz. Geomorfología, petrología y génesis* (tesis de maestría). Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Gorshkov, G. y Yakushova, A. (1970). *Geología general*. Moscú, URSS: Editorial Mir.
- Goudie, A. S. (2004). Valley. En *Encyclopedia of Geomorphology* (pp.1089-1090). Vol. I. Nueva York, EE. UU: Routledge, Taylor and Francis Group.
- Goudie, A. S. (Coord.). (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. Vol. I. Nueva York, EE.UU. Routledge, Taylor and Francis Group.
- Griffiths, J., Smith, M. y Paron, P. (2011). Introduction to Applied Geomorphological Mapping. En J. Smith, P. Paron y J.S. Griffiths. (Eds.), *Geomorphological Mapping*, (3-8). Reino Unido: Elsevier.
- Guerra, F. (1980). *Fotogeología*. México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Gutiérrez, M. (2001). *Geomorfología climática*. Barcelona, España: Omega.
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid, España: Pearson Education.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (2016). *Landforms of the earth: an illustrated guide*. Suiza: Springer.
- Harris, A. J. L., Rowland, S. K. (2015). Chapter 17: Lava flows and rheology. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R., McNutt, H. Rymer, J. Stix. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*. (pp.321-342). Estados Unidos: Elsevier.
- Herrero, M. (1988). Método de trabajo para la formación y el diseño de mapas geomorfológicos. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense de Madrid*, 8, 25–40.

- Howard, D. A. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation, a summation. En *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 51(11), (pp.2246 - 2259).
- Huang, W. (1981). *Petrología*. Ciudad de México, México: Editorial Hispano-Americana.
- Huggett, R. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. Manchester, Reino Unido: Routledge Taylor and Francis Group.
- Knight, P. G. (2004). Moraine. En *Encyclopedia of Geomorphology* (pp.1089-1090). Vol. I. Nueva York, EE. UU: Routledge, Taylor and Francis Group.
- Lee, E.M. (2001). Geomorphological mapping. En J.S. Griffiths. (Ed.), *Land surface evaluation for engineering practice*. Geological Society Engineering Geology Special Publication, 18, 53-56. doi: 10.1144/GSL.ENG.2001.018.01.08.
- Lexa, J., et. al. (2010). Neogene – Quaternary Volcanic forms in the Carpathian - Pannonian Region: a review. *Central European Journal of Geosciences*. 2(3), (pp. 207-270). doi: 10.2478/v10085-010-0024-5
- López, I., y Sáenz, M.R. (2012). Ignimbrita Xáltipan. Ficha de Unidad Litodémica (Litodema). *Léxico Estratigráfico de México*. Servicio Geológico Mexicano. EEI-F001(01)2012-02-24, 1-3.
- Lugo, J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (métodos cartográficos)*. México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo, J. (1990). El relieve de la república mexicana. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 9(1), 82-111.
- Lugo, J. (2010). Geología de México. En I. Alcántara y J. Delgado (Coords.), *Geografía Física de México* (PP). Ciudad Universitaria, México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo, J. (2015). *Diccionario geomorfológico*. México: Instituto de Geografía. UNAM.

- Ordóñez, E. (1904). El Nauhcampatépetl o Cofre de Perote. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 1(1), 150-168.
- Ortiz, M. (1990). *Perfiles geomorfológicos complejos (significado y aplicación en la interpretación morfotectónica)*. México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIX(1), 19-42.
- Peña, J. (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Zaragoza, España: Geoforma Ediciones.
- Pérez, D. (2012). *Estudio sismotectónico y peligro geológico en la porción comprendida entre los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote, estados de Puebla y Veracruz, México*, (tesis de maestría). Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN, México.
- Reyes, M. (1979). *Geología de la Cuenca de Oriental. Estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala*. México: Colección Científica, INAH.
- Rodríguez, S. R. (1998). *El Campo Volcánico Las Cumbres (CVLC) al oriente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), estados de Puebla y Veracruz: evolución geológica y características de sus principales depósitos piroclásticos*, (tesis de doctorado). Instituto de Geología, UNAM, México.
- Rodríguez, S. R. (2005). Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2), 181-199.
- Rodríguez, S. R., Morales, W., Layer, P., y González, E. (2010). A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa región, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of volcanology and geothermal research*, 197, 149–166.
- Rodríguez, J. (2010). *Edad y caracterización sedimentológica de los depósitos recientes de avalancha y flujo de escombros del volcán Cofre de Perote*,

- Veracruz, México (tesis de maestría). Centro de Geociencias, UNAM, México.
- Sánchez, K. R. (2018). *Cartografía geomorfológica del volcán de Iztaccíhuatl, México* (tesis de licenciatura). Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
- Salitchev, A. K. (1981). *Cartografía*. Ciudad de la Habana: Ed. Pueblo y Educación.
- Siebert, L., y Carrasco-Núñez, G. (2002). Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 179-205.
- Sieron, K., Carreto, F., McLeod, O., Guilbaud M. N., Córdoba, F., y Cervantes, J. (2017). El Campo Volcánico Xalapa: una revisión y análisis. *UVserva*, (4), 32-42.
- Simonov, Y. (1985). *Análisis morfométrico*. U.R.S.S.: Universidad Estatal de Moscú, M.V. Lomonosov.
- Thouret, J.C. (1999). Volcanic Geomorphology, an overview. *Earth-Science Reviews*, 47, 95-131.
- 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.
- van Wyk, d. V. B., Davies, T. (2015). Chapter 38: Landslides, debris avalanches, and volcanic gravitational deformation. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R., McNutt, H. Rymer, J. Stix. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*. (pp.665-685). Estados Unidos: Elsevier.
- Vázquez, L., y Heine, K. (2011). Late Quaternary Glaciation in Mexico. *Developments in Quaternary Science*, 15(61), 849-861. doi: 10.1016/B978-0-444-53447-7.00061-1

- Viniegra, F. (1965). Geología del Macizo de Teziutlán y de la Cuenca Cenozoica de Veracruz. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 101-163.
- Yáñez, C., y García, S. (1982). *Exploración de la región geotérmica de Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz*. México: CFE.
- Yokohama, I. (2015). Eruption patterns of parasitic volcanoes. En *Annals of geophysics*: 58(3). doi: 10.4401/ag-6557.
- 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.
- Zernitz, R. E. (1932). Drainage patterns and their significance. En *The Journal of Geology* 40(6). (pp. 498-521).

### **Fotografías aéreas**

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2000, 2004, 2008, 2007). *Vuelo SINFA 405. Línea 361*. Fotografías 3-5, 1,2, 5-9, 2-4. Esc. 1:40000. INEGI: México. 25.39 x 24.34 cm. B/N, color.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2004, 2008). *Vuelo SINFA 405. Línea 362*. Fotografías 5,7,7-9,3-6,6,8. Esc. 1:40000. INEGI: México. 25.39 x 24.34 cm. B/N, color.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2004, 2007, 2008). *Vuelo SINFA 405. Línea 363*. Fotografías 2,5,7,4A,5A,6,6,7,7-9. Esc. 1:40000. INEGI: México. 25.39 x 24.34 cm. B/N, color.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2004, 2008). *Vuelo SINFA 405. Línea 364*. Fotografías 1,2,2,3,3,4,4,5,4,7. Esc. 1:40000. INEGI: México. 25.39 x 24.34 cm. B/N, color.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2004, 2008). *Vuelo SINFA 405. Línea 365*. Fotografías 4A,8,4,5,2,7A,8,9,3A,4,5. Esc. 1:40000. INEGI: México. 25.39 x 24.34 cm. B/N, color.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2004, 2007, 2008). *Vuelo SINFA 405. Línea 366*. Fotografías 7,5A,4A,7,1-5,9,1. Esc. 1:40000. INEGI: México. 25.39 x 24.34 cm. B/N, color.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2007, 2008). *Vuelo SINFA 405. Línea 367*. Fotografías 2-5,3-9. Esc. 1:40000. INEGI: México. 25.39 x 24.34 cm. Color.

### **Fotografías:**

Recurso: Volcán de Cofre de Perote - panoramio.jpg. (2020, September 12). *Wikimedia Commons, the free media repository*. Recuperado: 04:26, August 10, 2021, de: [https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Volcan\\_de\\_Cofre\\_de\\_Perote\\_-\\_panoramio.jpg&oldid=456925638](https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Volcan_de_Cofre_de_Perote_-_panoramio.jpg&oldid=456925638).

Romo, T. (2017). *Cofre de Perote, el volcán más antiguo de México* [Figura]. Recuperado de <https://www.viajoconestilo.com/cofre-de-perote-el-volcan-mas-antiguo-de-mexico/>

### **Material Cartográfico:**

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (1998). *Carta topográfica, Perote E14B26*. Esc. 1: 50 000. Instituto Nacional de Estadística y Geografía, INEGI: México.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2001). *Carta topográfica, Xico E15B36*. Esc. 1: 50 000. Instituto Nacional de Estadística y Geografía, INEGI: México.

Ramírez E., y Fitz, C. (2007). *Carta geológico-minera, Xalapa E14-B27*. Esc. 1 50 000. Servicio Geológico Mexicano.

Salinas, J. M., y Lemus, O. (2007). *Carta geológico-minera, Perote E14-B26*. Esc. 1: 50 000. Servicio Geológico Mexicano.

United States Geological Survey (USGS), (2015). *Tectonic Plate Boundaries*. Google Earth, 2018. Consultado el 13 de enero de 2019. Recuperado de: <https://earthquake.usgs.gov/learn/plate-boundaries.kmz>.

# **ANEXO**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

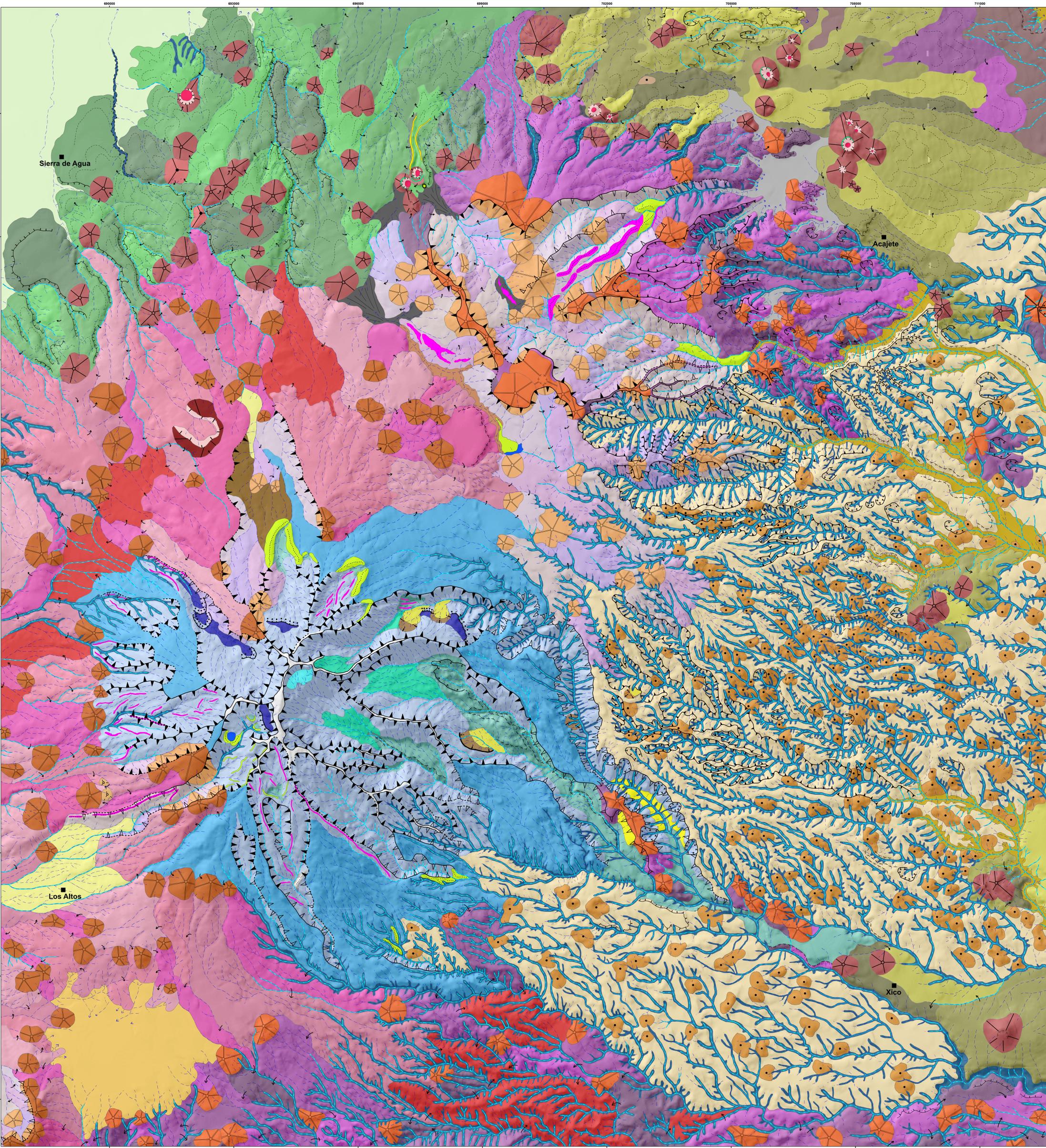


**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

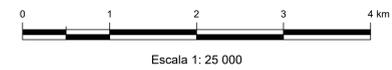
Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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.



Mapa geomorfológico del volcán Cofre de Perote

<p><b>RELIEVE ENDÓGENO</b></p> <p><b>1. Volcánico acumulativo</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>1.1.1 Volcán Compuesto: Cofre de Perote</li> <li>1.1.2 Domos</li> <li>1.1.3 Flujos de lavas asociados a:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Cofre de Perote:</li> <li>I) Intermedios</li> <li>II) Tardíos</li> </ul> </li> <li>b) Campos Monogenéticos:             <ul style="list-style-type: none"> <li>I) Xalapa</li> <li>II) Cofre de Perote</li> <li>c) Conos cineríticos cubiertos por proclastos</li> </ul> </li> </ul>	<p>1.1.4 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Bosas</li> <li>b) Leveas</li> <li>c) Llanos volcánicos</li> <li>d) Frentes de lava</li> </ul> <p><b>2. Volcánico explosivo</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>2.1 Destrucción</li> <li>2.1.1 Caldera</li> <li>2.2 Constructivo</li> <li>2.2.1 Conos Cineríticos</li> <li>2.2.1.1 Cubiertos por proclastos</li> </ul>	<p>2.2.2 Depósitos de avalancha de escombros con morfología de:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Lomeríos alargados</li> <li>b) Hummocks</li> </ul> </p> <p><b>RELIEVE ENDÓGENO-MODELADO</b></p> <p><b>3. Volcánico</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>3.1 Laderas con modelado glaciar:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Cofre de Perote</li> <li>b) Domos modelados por la acción fluvial</li> <li>c) Volcanes de escoria modelados por la acción:</li> </ul> </li> <li>a) Fluvial</li> <li>b) Glaciar</li> </ul>	<p>3.4 Edificios volcánicos parcialmente esparcidos:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Por superposición de estructuras</li> <li>b) Cubiertos por lavas</li> </ul> </p> <p>3.5 Relieve anticiclónico: modelado por la acción fluvial y/o parcialmente cubierto por lavas y proclastos</p> <p>3.6 Lavas modeladas por la acción:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Fluvial</li> <li>b) Glaciar</li> </ul> </p> <p><b>RELIEVE EXÓGENO</b></p> <p><b>4. Erosivo fluvial</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>4.1 Cauales:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) 4.1.1 &lt; 20 m (cárcavas)</li> <li>b) 4.1.2 20 - 40 m (barrancos)</li> <li>c) 4.1.3 &gt; 40 m (valles)</li> </ul> </li> <li>4.2 Cuencas fluvio-glaciares</li> <li>4.3 Circos de erosión</li> </ul>	<p><b>5. Erosivo gravitacional</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>5.1 Corona de deslizamiento</li> <li>5.2 Superficie de resbalamiento</li> </ul> <p><b>6. Acumulativo fluvial</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>6.1 Planicies aluviales</li> <li>6.2 Planicies completas:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) De origen volcánico-lacustre-proluvial y aluvial: Cuenca de Oriental</li> </ul> </li> </ul>	<p><b>7. Acumulativo gravitacional</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>7.1 Depósito de deslizamiento</li> </ul> <p><b>8. Erosivo Glaciar</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>8.1 Circos:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Continuos</li> <li>b) Discontinuos</li> </ul> </li> <li>8.2 Cares</li> <li>8.3 Escalón glaciar</li> <li>8.4 Rocas "abrochadas"</li> <li>8.5 Crestas glaciares</li> <li>8.6 Valles glaciares:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Continuos</li> <li>b) Discontinuos</li> </ul> </li> </ul>	<p><b>9. Acumulativo glaciar</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>9.1 Morrenas:             <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Cordones</li> </ul> </li> </ul> <p><b>SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>I. Escarpes erosivo-itológicos</li> <li>II. Contactos</li> <li>III. Posición altitudinal relativa</li> <li>IV. Localidades</li> </ul>
---	---	---	--	---	---	---



Proyección: Universal Transversal de Mercator (UTM) Zona 14N  
 Datum: ITRF 1992  
 Elipsoido: GRS 1980

Universidad Nacional Autónoma de México  
 Facultad de Filosofía y Letras  
 Colegio de Geografía  
 Tesis de Licenciatura  
 Arlette Herver Santamaría  
 Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco