



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

ÁREA

GEOMORFOLOGÍA

CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA  
DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL, MÉXICO

TESIS

PARA OPTAR POR EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A

**JORGE ANDRES LANDEROS PAVÓN**

ASESOR: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO





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.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer a mi casa la Universidad Nacional Autónoma de México, lugar en el que tuve la oportunidad de aprender y crecer como persona y que estoy seguro que cada uno de los aprendizajes que tuve durante mi estadía los llevaré con orgullo a todos los lugares donde tenga oportunidad de estar.

Al Instituto de Geografía por apoyarme con la beca de Iniciación a la Investigación, la cual me abrió las puertas de trabajo dentro sus instalaciones; así como por permitirme aprender de sus investigadores y enriquecer más mi formación como estudiante.

Quiero agradecer en especial al Dr. José Juan Zamorano, quien me adoptó como uno más de sus tesis dentro de su equipo y de quien puedo decir que fue ese padre que nunca tuve, quiero agradecerle por enseñarme las distintas lecciones de vida, de trabajo y académicas que pueden haber y sobre todo por darme la oportunidad de aprender de él en los diversos equipos profesionales y de trabajo en los que participamos.

A los miembros del sínodo, Dr. Abraham Navarro, Mtro. Sergio Salinas, Dra. María Gamiño y Dr. Frank García, quienes se tomaron la molestia y dedicaron parte de su tiempo para leer, enriquecer y fortalecer este trabajo.

Al Colegio de Geografía, por permitirme ocupar sus aulas como centro de aprendizaje y por formarme como Geógrafo, también a todos sus profesores, quienes me enseñaron todo lo que se, al brindarme sus conocimientos en las aulas de clase y en las prácticas de campo y por darme la oportunidad de conocer más de la geografía, en especial a la Dra. Leticia Gómez y a la Dra. Luz María Oralia por darme siempre los mejores consejos al inicio de la carrera que sin ellos no hubiera optado por la geografía física. Quiero hacer una mención especial para el Dr. Álvaro Sánchez (q.e.p.d.), que si bien no tuve la oportunidad de tomar clases con él, le agradezco por enseñarme temas que yo no conocía de la Geografía y mucho menos de la Geografía Económica.

A Kevin Sánchez, Isaac Quijada, Carlos Gordillo alias “El Chino” y Daniel (John Digni) por dejarme aprender de ellos durante su formación, por enseñarme todo lo relacionado con la Geomorfología y de los sistemas de Información Geográfica, por tomarse siempre su tiempo en revisar mi trabajo, en asesorarme en mis dudas y por darme siempre los mejores consejos para enriquecer este trabajo. En este rubro quiero hacer un énfasis para agradecer en especial a Isaac Quijada no solo por dejarme aprender de él sino por darme siempre los mejores consejos para mi trabajo y siempre tener el tiempo de asesorarme en mis dudas y en mis problemas.

A todos aquellos amigos que hice en el Instituto de Geografía, con quienes pase los mejores momentos y ayudaron a que fuera más divertido y ameno este proceso, Pedro Quintero, Yessica, Jesús Rojas (JC), Luis Arreguin, Carlo, Ernesto, Oswaldo Lyra, Arlette Herver, Juan de Dios Paramo, Mireya, Alonso y Benjamín Estévez.

A mis mejores amigos de la carrera con los que compartí los mejores momentos y que siempre estuvieron ahí para hacerme reír, darme consejos y permitirme aprender de cada uno de ellos, Moisés, Fer Flores, Olmo, Nayeli Atzimba, Ambrosio, Juan, Lanceloth y Estela.

Para finalizar me gustaría agradecer a todas aquella personas que me faltó mencionar u omití en esta lista, pero que de alguna manera estuvieron presentes durante este proceso, gracias por haberme compartido de su tiempo y por haberme enseñado aunque sea una pequeña lección de vida ya fuera buena o mala.

# **Estructura Capítular**

Introducción

## **Capítulo I. Historia Eruptiva del Volcán Pico de Orizaba**

- 1.1. Época Prehispánica (2000 a.C. – 1520 d.C.)
- 1.2. Época Colonial (1521 – 1810)
- 1.3. Siglo XIX (1800 – 1900)

## **Capítulo II. Geología**

- 2.1. Marco Geológico y Tectónico Regional: Cinturón Volcánico Mexicano
- 2.2. Origen y Evolución del Volcán Pico de Orizaba
  - 2.2.1. Primera Etapa (650 Ka – 210 Ka)
  - 2.2.2. Segunda Etapa (210 Ka – 16.5 Ka)
  - 2.2.3. Tercera Etapa (16.5 Ka – Época actual)

## **Capítulo III. Morfometría**

- 3.1 Altimetría.
- 3.2. Inclinación del Terreno.
- 3.3. Densidad de la Disección.
- 3.4. Profundidad de la Disección.
- 3.5. Energía del Relieve
- 3.6. Zonificación de Procesos Exógenos
- 3.7 Perfiles Geomorfológicos Complejos

## **Capítulo IV. Geomorfología**

- 4.1. Cartografía Geomorfológica
  - 4.1.1 Relieve Endógeno
  - 4.1.2 Relieve Endógeno Modelado
  - 4.1.3 Relieve Exógeno

Conclusiones

Bibliografía

## Introducción

El Citlaltépetl es un volcán compuesto que se localiza en la porción oriental del Cinturón Volcánico Mexicano y forma parte de la Sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba, cadena montañosa que representa el límite E de la cuenca Puebla-Tlaxcala y de una alineación general NNW-SSE.

Esta estructura se caracteriza por una historia eruptiva compleja, en donde la alternancia de eventos de construcción y destrucción ha dado origen a la superposición de tres edificios principales, siendo el Torrecillas la primer estructura volcánica en emplazarse (650 *ka*).

Posterior a ella, durante los 210 *ka* se forma un segundo volcán conocido como el Espolón de Oro; dicha estructura se dispuso sobre los relictos volcánicos del Torrecillas al N. Siendo el Citlaltépetl el último volcán en construirse sobre los restos de los antiguos volcanes Torrecillas y Espolón de Oro, hace 16.5 *ka*.

El presente trabajo tiene como objetivo explicar la génesis, dinámica y evolución del relieve, a partir de un mapa detallado; el cual se elaboró con la interpretación de 24 fotografías aéreas en diferentes escalas y temporalidades.

Es importante mencionar que una de las grandes características de la geomorfología es la de mostrar sus resultados a través de una cartografía especializada y sintética; para ello se vale de símbolos, colores y achures. De esta manera, la construcción y análisis de este tipo de documentos resalta como una herramienta importante en el estudio del territorio desde una perspectiva geomorfológica en nuestro país.

Este trabajo inició con una revisión bibliográfica especializada; de esta manera, se tuvo un panorama más amplio sobre los aspectos históricos, volcánicos y geológicos de la zona de estudio.

Para la segunda etapa se realizó un análisis morfométrico en donde se tomó en cuenta los criterios de Simonov (1985), Lugo (1988) y Zamorano (1990). Con este fin se elaboraron 5 mapas especializados (altimetría, inclinación del terreno,

densidad y profundidad de la disección y energía del relieve). Los cuales, permitieron evidenciar la intensidad de los procesos erosivos, con el fin de entender la dinámica predominante en la zona de estudio, así como determinar el vínculo existente entre el sustrato rocoso y las formas del relieve.

Para la última etapa se realizó un análisis geomorfológico detallado, en donde la construcción del mapa geomorfológico, representó un pilar para esta investigación, dicha cartografía se elaboró a partir de una base topográfica escala 1: 35 000 y con ayuda de las fotografías aéreas, se pudieron identificar distintas formas de relieve, que se clasificaron bajo un criterio morfogenético.

Posterior a ello, se procedió a la vectorización del mapa dentro del sistema de información geográfica ArcGis v.10.7, al cual se le anexó una leyenda especializada.

Esta investigación se dividió en los siguientes apartados:

I. HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN PICO DE ORIZABA. Se analizan todos los episodios eruptivos del Citlaltépetl durante el periodo prehispánico, la época de la colonia, y el siglo XIX.

II. GEOLOGÍA. Se analizaron todos los trabajos referentes a aspectos litológicos, tectónicos, vulcanológicos y glaciológicos de la zona de estudio.

III. MORFOMETRÍA. A partir de métodos indirectos se realiza una caracterización cuantitativa del relieve con el fin de determinar la dinámica erosivo-acumulativa de la zona de estudio y comprender el vínculo que existe entre sustrato y los procesos exógenos.

IV. GEOMORFOLOGÍA. Se analizan las formas del relieve resultantes de la fotointerpretación y que se presentaron en el mapa geomorfológico de acuerdo a su génesis, dinámica y evolución.

## **Capítulo I. Historia Eruptiva del Volcán Pico de Orizaba**

Los registros históricos, antropológicos y etnográficos, han sido elementos de gran relevancia a lo largo de la historia ya que han favorecido la reconstrucción de algunos rasgos políticos, militares, económicos y sociales de las antiguas civilizaciones prehispánicas.

En el caso de los volcanes dichos registros han sido de vital importancia, ya que de forma indirecta han permitido reconstruir la historia de algunos eventos eruptivos; sin embargo, estos suelen ser someros y poco confiables, debido a la falta de fundamentos científicos del autor.

El ambiente volcánico de alta montaña a lo largo de la historia se ha presentado como un atractivo turístico y poblacional, debido a los contrastes morfológicos que puedan presentar; y su estrecha relación con las condiciones climáticas dominantes, ha favorecido en algunos casos la concentración de grandes grupos de población sobre sus partes más bajas. El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), es el ejemplo claro de lo anterior, lo que permitió el crecimiento y desarrollo de diversas civilizaciones como fueron los Aztecas, Toltecas, Olmecas, Mixtecos, Tlaxcaltecas, etc. (Mendoza, 2010).

El objetivo de este capítulo es de ordenar y analizar los periodos de actividad volcánica, a partir de datos proporcionados por diversos medios documentales, como son los códices, crónicas, relatos de viajeros, notas periodísticas y artículos científicos. Con el fin de comparar las manifestaciones volcánicas antiguas, con las más recientes, y buscar una correspondencia temporal entre ellas. Para ello se inicia en 1157, año que corresponde con la información más antigua con la que se cuenta.

### **Época Prehispánica (2000 a.C. – 1520 d.C.)**

Este periodo inicia con los asentamientos de las primeras civilizaciones en América y culmina, con la conquista española en 1521. Algunos de estos pueblos desarrollaron una tradición artística que se conocen como códices, documentos que plasmaron las costumbres religiosas; de la vida cotidiana; de su entorno e incluso de eventos naturales como la actividad volcánica. En este sentido el más

representativo es el Vindovonesis de origen mixteco, en el, se tiene la referencia más antigua de la actividad volcánica del Citlaltépetl (1157).

La interpretación del códice Vindovonesis se atribuye a Melgarejo (1980), este autor reconoce seis eventos eruptivos, todos ellos representan un periodo de 196 años. El primero ocurre en 1157, los detalles de esta actividad, así como la morfología asociada se conocen gracias a una representación pictórica, en donde el volcán es dibujado como un *Quetzalcóatl negro* (Fig. 1). En ella, el torso y los brazos representan una columna eruptiva; la cintura y los pies definen el edificio volcánico. Por otro lado, los penachos de color blanco hacen alusión al glaciar que cubre al volcán, los cordones rojos que rodean la cintura se asocian a coladas de lava.

La interpretación realizada por Megarejo (1980) es la siguiente... *y aquel atlante conocido como él Quetzalcóatl negro, pareciera arrojarse a aquel cerro que desprende grandes nubes de gas, y que se postra a los pies del planeta Venus, para poder subir por aquel lucero de fuego que sostiene al cielo...*

En este texto, podemos deducir, que el *Quetzalcóatl Negro*, es una forma de representar una columna piroclástica de gran altitud; a esta característica se suma la representación de las coladas de lava como cordones rojos, de esto se deduce que la representación hace alusión a una actividad mixta, en donde coexisten explosiones y emisiones de coladas de lava (Fig. 1). De acuerdo con De la Cruz Reyna y Carrasco Núñez (2002), el estilo eruptivo representado es estromboliano – vulcaniano, en función de una adaptación del índice de explosividad volcánica (IEV) elaborado por Newall y Self (1982). Considera que este evento alcanzo un nivel IEV de 2 (Fig.2).



Figura 1. Representación del volcán Citlaltépetl, en el códice Vindobonensis (Melgarejo, 1980).

El Índice de Explosividad Volcánica (IEV), fue adaptado para el Pico de Orizaba por De la Cruz Reyna y Carrasco Núñez (2002), Mendoza (2007) y el Instituto Smithsonian. Bajo este concepto, se clasificaron los periodos eruptivos de carácter explosivo que tuvo el Citlaltépetl. La escala utilizada inicia en 0 y representa una actividad no explosiva, mientras el 8 refleja una actividad colosalmente explosiva (Fig. 2).

IEV	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción	No explosiva	Pequeña	Moderada	Moderada a Grande	Grande	Muy Grande	---	---	---
Volumen emitido (m <sup>3</sup> )	< 10,000	10,000-1,000,000	Uno a diez millones	Diez a cien millones	Cien a mil millones	Uno a diez km <sup>3</sup>	Diez a cien km <sup>3</sup>	Cien a mil km <sup>3</sup>	Más de 1000 km <sup>3</sup>
Altura de la columna (Km)	0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	Más de 25	---	---	---
Descripción Cualitativa	No Explosiva	Ligera	Explosiva	Violenta	Severa	Cataclísmica	Paroxísmica	Colosal	Colosal
Clasificación Eruptiva	Hawaiana	Estromboliana	Vulcaniana/Estromboliana	Vulcaniana/(Subpliniana)	Vulcaniana (Subpliniana)/Pliniana	Pliniana/ Ultra-pliniana	Ultra-pliniana	Ultra-pliniana	Ultra-pliniana
Duración en horas	<1	<1	1-6	1-6	1-12	6-12	Más de 12	---	---
Inyección a la troposfera	Mínima	Leve	Moderada	Sustancial	Grande	---	---	---	---
Inyección a la estratosfera	Nula	Nula	Nula	Posible	Definida	Significativa	Grande	---	---

Figura 2. Índice de Explosividad Volcánica (Newell y Shelf ,1982), modificado por De La Cruz Reyna y Carrasco Núñez (2002) para el volcán Citlaltépetl.

El segundo periodo eruptivo (1175), está vinculado con la celebración del fuego nuevo, al respecto se cuenta con el siguiente texto: *Pareciera que todos los pueblos esperaban con ansias la caída de ceniza del Citlaltepetl, para poder llenar sus ojos de esta arena negra, que marcaba el inicio del fuego nuevo.* Hay que mencionar que en este mismo año, se presenta la *alineación* del planeta Venus sobre el punto más alto del Volcán (Melgarejo, 1980). Hecho que imprime mayor relevancia a la festividad y a la erupción del volcán.

La interpretación de Melgarejo (1980) hace evidente que la ceniza expulsada por el volcán en 1175 tuvo una amplia distribución, lo que hace suponer que fue un evento de gran magnitud (*...todos los pueblos esperaban con ansias la caída de ceniza del Citlaltepetl...*) Dentro de este contexto, el Instituto Smithsonian reconoce que la erupción presentada por el Citlaltepetl, fue de carácter explosivo y cuyo estilo eruptivo fue vulcaniano - subpliniano, esto debido a la violencia con que actuó dentro de los niveles IEV, en donde se le categorizó con un valor de 3.

El tercer evento eruptivo ocurre en 1187, año que la cultura mixteca relaciona con el nacimiento de Huitzipochtli; para ello Melgarejo (1980) explica: *Un cerro sostiene al cielo, del que se trataría del Citlaltepetl, en donde brillan las estrellas, pero de un flanco salen gases pestilentes, como para pensar en alguna solfatara; después un cerro arroja enormes lenguas de fuego al cielo, negra lava, y a juzgar por el blanco adorno funerario causando la muerte. No cabe duda, se trata del Citlaltepetl, año del nacimiento de Huitzilopochtli.*

De acuerdo al análisis pictográfico del autor, se puede deducir que el episodio eruptivo de 1187 es procedente de una actividad mixta; en donde las enormes lenguas de fuego harían alusión al desarrollo de una columna eruptiva, mientras que la negra lava se asociaría a la emisión de coladas. Por su parte, el Instituto Smithsonian, cataloga dicho episodio eruptivo con un nivel IEV de 2.

Para el año 1195 Melgarejo (1980), hace evidente una nueva actividad eruptiva en el Citlaltepctl, al respecto se cuenta con el siguiente texto: ... *en tierra llana se presentaron emanaciones de ácido sulfhídrico saliendo del Salitral, Ignacio de la Llave* [ubicado 16 km al Sur del volcán]; *una erupción volcánica no solo arrojó lava, cubrió de cenizas varios lugares; pero aquí no hay duda, se trató del Citlaltepctl junto al San Martín*. El mismo autor resalta este episodio como un suceso de carácter místico, debido a la coincidencia temporal entre las erupciones del Pico de Orizaba y el volcán San Martín (Fig.3).



Figura 3. Representación de la erupción de 1195 del volcán Citlaltepctl y el volcán San Martín (Melgarejo, 1980).

La figura 3 representa la actividad eruptiva de 1195, en donde el volcán Citlaltepctl ocupa la porción superior y su representación indica que está activo, llama la atención que el edificio está dibujado como una semiesfera, este hecho hace suponer que el observador estuvo muy cerca del volcán.

El volcán San Martín ocupa la porción inferior del dibujo y está representado como una montaña de cima plana, junto a él aparece un guacamayo de color rojo, ave que abunda en sus laderas.

La interpretación de las imágenes permite definir una actividad explosiva debido a la presencia de una *lengua de fuego*, que se vincula con una columna piroclástica

que al colapsar cubre la cima, de ahí que la superficie cimera esté pintada de negro (Fig.3). Por otra parte, la interpretación de Melgarejo, hace suponer que el San Martín, en ese mismo periodo de tiempo presentaba una actividad efusiva.

El quinto evento eruptivo está situado entre los años 1264 y 1265 y se cuenta con la siguiente referencia ... *se miran las llamas del cráter, con su columna de humo, y por los lados los escapes de solfataras, tal vez venenosas para causar la muerte; descendió la corriente de lava, aquella que al enfriarse deja la negra roca, y finalmente, llega la capa de arena, está, la del color blanco, a manera de piel de muerto* (Melgarejo, 1980).

El texto anterior hace evidente un cambio en la composición química de los materiales, cuando el autor se refiere a la *lava negra* se deduce que la composición de la roca es básica (basaltos), asociada a una actividad efusiva. La referencia a la *ceniza blanca*, se interpreta como un cambio en los componentes de los materiales; ácidos y probablemente se trata de dacitas o pómez, este hecho respalda la existencia de eventos explosivos violentos. De acuerdo con el Instituto Smithsoniano (2013), se reconoce que estos episodios alcanzaron un nivel IEV 3.

El ultimo evento eruptivo que se conoce en la época prehispánica fue el ocurrido en 1351, al respecto se tiene la siguiente referencia: ... *el cerro de Venus (Citlaltepētl), arrojó fuego, formando una corriente de lava por un costado y se procuró aplacar su ira con ceremonias al poderoso lucero, en el agua de sus ríos y llevando al mar los cardos blancos* (Melgarejo, 1980).

El texto anterior hace evidente un periodo efusivo en donde el emplazamiento de por lo menos una colada de lava sobre las laderas, fue lo más relevante (Tabla 1).

<b>Año</b>	<b>Tipo de Actividad</b>	<b>Materiales</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Bibliografía</b>
1157	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caídas</li> <li>• Flujos de lava</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Columna piroclástica (Quetzalcoatl Negro).</li> <li>• Coladas de lava (cordones rojos)</li> </ul>	Melgarejo (1980)
1175	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caídas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Columna piroclástica (... poder llenar sus ojos de esta arena negra ...Fuego nuevo)</li> </ul>	
1187	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caídas</li> <li>• Flujo de Lava</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Columnas piroclásticas (...Enormes lenguas de fuego al cielo...)</li> <li>• Flujos de lava (...Negra roca... Nacimiento de Huitzilopochtli)</li> </ul>	
1195	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flujos de Lava</li> <li>• Caídas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flujos de lava (...Negra roca...)</li> <li>• Columnas piroclástica (...Lengua de fuego... cubrió de cenizas varios lugares)</li> </ul>	
1264 - 1265	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caídas</li> <li>• Flujos de Lava</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Columna piroclástica (...llamas del cráter, con su columna de humo... arena blanca)</li> <li>• Flujos de lava (...aquella que al enfriarse deja la Negra roca...)</li> </ul>	
1351	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flujo de Lava</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flujo de lava (... arrojó fuego, formando una corriente...)</li> </ul>	

Tabla 1. Actividad eruptiva del volcán Citlaltepétl durante la Época Prehispánica.

## Época Colonial (1521 – 1810)

Inicia con la caída de Tenochtitlan en el año 1521 y finaliza con el inicio de la guerra de independencia en 1810 (Moreno–Toscano, A., 1981). Durante este periodo el Citlaltepétl presenta seis eventos eruptivos, esta información es parte de relatos e informes científicos, que a continuación se analizan.

El primero de ellos ocurre en 1537, Crauzas (1994) menciona: *... pareciera que en este periodo los pueblos veían caer ceniza por parte del Citlaltepétl...* Este mismo evento, es reconocido por Hoskuldsson (1992), a partir de un análisis estratigráfico y hace evidente una actividad efusiva que vincula con una colada de lava ubicada al NE del cráter. De acuerdo con lo anterior se deduce que el episodio eruptivo de 1537 fue de carácter mixto.

El siguiente evento eruptivo ocurre en 1545 y fue observado por Fray Bernardino Sahagún, que reporta la emisión de un flujo de lava y la caída de ceniza en el códice

Florentino (Carrasco y Rose 1995). Al respecto Hoskuldsson (1992) menciona que la colada mencionada por el fraile se localiza al sur del volcán. Por otra parte, Mendoza (2007) atribuye a este evento un IEV de 2. Con base en lo anterior podemos afirmar que por segunda vez el volcán presenta una actividad mixta.

El evento de 1566 es descrito por Hoskuldsson (1992) y Carrasco y Rose (1995), se caracteriza por la emisión de piroclastos (ceniza) y el emplazamiento de un flujo(s) de lava al sur del volcán. Por su parte Mendoza (2007), reconoce eventos explosivos con un valor de 2 IEV.

La información anterior hace suponer, que la erupción presentada durante 1566 fue de carácter mixto, donde lo más relevante es la ocurrencia de una actividad explosiva y la emisión de una colada por parte del volcán.

De acuerdo con Solís, *et al.* (1992), Carrasco y Rose (1995) y Rossotti (2005), el Citlaltepétl entre 1569 – 1589 presentó constantes caídas de ceniza, estos eventos fueron acompañados por explosiones con un IEV de 2 (Mendoza, 2007). A partir de lo anterior podemos deducir la existencia de una actividad explosiva que tuvo una duración aproximada de 20 años.

De acuerdo con Hoskuldsson (1992), el evento de 1613 se caracterizó por ser efusivo, las coladas de lava emitidas se emplazaron sobre la cima del volcán, cubriendo así los materiales emitidos con anterioridad.

El evento eruptivo de 1687 inicia con una actividad sísmica previa (Manzanilla, 1986), a explosiones constantes y emisión de ceniza (Carrasco y Rose 1995). Los eventos paroxísmicos de acuerdo con Mendoza (2007) alcanzaron un IEV de 2. Estas características nos permiten asegurar que este evento tuvo un carácter explosivo (Tabla 2).

<b>Año</b>	<b>Tipo de Actividad</b>	<b>Materiales</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Bibliografía</b>
1537	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> <li>Flujo de Lava</li> <li>Caídas</li> </ul>	Emisión de lavas emplazadas sobre el flanco NE.	Crauzas (1994) Hoskuldson (1992) Mendoza (2007)
1545	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> <li>Flujo de lava</li> <li>Caídas</li> </ul>	Emisión de lava sobre el flanco sur y explosiones-emisión de piroclastos.	Carrasco y Rose (1995) Hoskuldson (1992) Mendoza (2007)
1566	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> <li>Flujo de lava</li> <li>Caídas</li> </ul>	Explosiones-emisiones de ceniza y lavas sobre la vertiente sur.	Carrasco y Rose (1995) Hoskuldson (1992) Mendoza (2007)
1569 - 1589	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> <li>Caídas</li> </ul>	Explosiones y caída de piroclastos.	Carrasco y Rose (1995) Mendoza (2007) Rossotti (2005)
1613	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> <li>Flujo de lava</li> </ul>	Coladas de lava sobre las vertientes S-SW y NW.	Carrasco y Rose (1995) Mendoza (2007)
1687	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> <li>Caídas</li> </ul>	Sismos locales y explosiones-emisiones de ceniza.	Carrasco y Rose (1995) Manzanilla (1986) Mendoza (2007)

Tabla 2. Actividad eruptiva del volcán Citlaltepctl durante la época de la Colonia.

## **Siglo XIX (1800-1900)**

Durante este periodo, el Citlaltepctl tuvo una aparente calma de 143 años (1687 – 1830). La falta de información se explica por el protagonismo que tuvieron las diversas revueltas sociales como la guerra de independencia (1810 – 1821) y las constantes luchas entre los grupos conservadores y liberales.

La actividad volcánica entre 1830 – 1867 se caracteriza por presentar una alternancia de eventos fumarólicos y explosivos con la emisión de ceniza. De acuerdo con Carrasco (1995), la emisión de gases inició en 1830. Crauzas (1994), reporta un segundo estadio de fumarolas en 1846, fenómeno previo a un evento explosivo con expulsión de cenizas, en donde se alcanzó un nivel IEV de 2 (*Instituto Smithsonian*, 2013; Mendoza, 2007). Con esta información es posible deducir que la actividad eruptiva de 1846 fue de tipo explosivo.

La tercera y cuarta etapa de actividad en el Citlaltepctl se presentan en 1851 y en 1864, ambas se caracterizaron por emisiones intensas de fumarolas (Carrasco y Rose 1995). En 1867 ocurre el quinto evento eruptivo, en donde se emitieron gases

y fumarolas previas a una explosión y expulsión de cenizas siendo esta la última etapa de actividad presentada por el volcán (Crausaz, 1994; De la Cruz Reyna, *et al.*, 2002). Este evento alcanzó un IEV de 2 (*Instituto Smithsonian*, 2013; Mendoza, 2007). Lo anterior hace evidente una actividad de carácter explosivo (Tabla 3).

<b>Año(s)</b>	<b>Tipo de Actividad</b>	<b>Material</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Bibliografía</b>
1830	Fumarolas	---	Emisión intensa de fumarolas.	Carrasco y Rose (1995)
1846	Explosiva	• Caídas	Emisión de fumarolas, explosiones y expulsión de ceniza.	Crausaz (1994) Carrasco y Rose (1995) Mendoza (2007)
1851	Fumarolas	---	Emisión intensa de fumarolas.	Carrasco y Rose (1995)
1864	Fumarolas	---	Emisión intensa de fumarolas.	Carrasco y Rose (1995)
1867	Explosiva	• Caídas	Emisión de fumarolas, explosiones y expulsión de ceniza.	Crausaz (1994) De la Cruz Reyna, (2002) Mendoza (2007)

Tabla 3. Actividad eruptiva del volcán Citlaltepetl durante el siglo XIX (1800-1900).

La revisión de la actividad histórica y fechada del Citlaltepetl comprende 710 años (1157 – 1867), en este periodo los estilos eruptivos que han existido se han presentado en la siguiente secuencia: mixta, explosiva, efusiva y emisión de fumarolas. La figura 4 muestra la temporalidad y la frecuencia de los distintos eventos eruptivos (un total de 17), de igual manera se hace evidente la falta de datos sobre todo en el siglo XIX.

La revisión y análisis de la información que existe con respecto a la actividad volcánica del Citlaltepetl, nos muestra su comportamiento en tiempos lejanos a los actuales y nos permite conocer una parte de su historia eruptiva, de ahí la importancia de este primer capítulo.

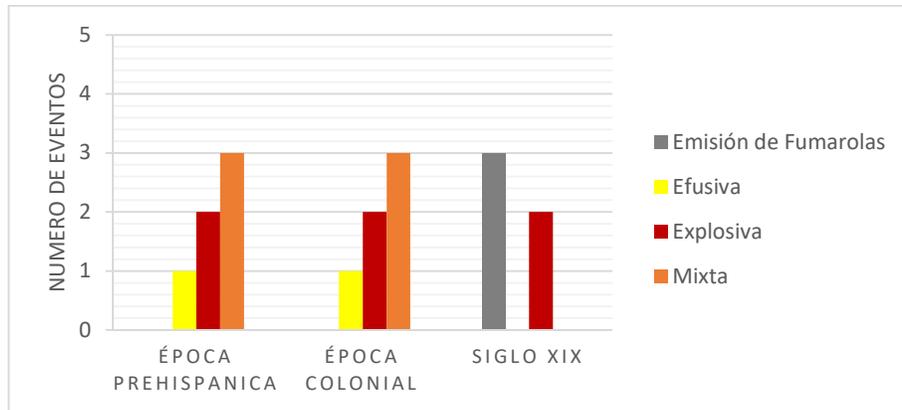


Figura 4. Histograma de eventos eruptivos del Citlaltepétl.

## Capítulo II. Geología

El conocimiento de la litología dentro del contexto geomorfológico es de suma importancia, ya que permite comprender la dinámica terrestre y los diversos procesos que interactúan en ella (endógenos y exógenos).

Por esta razón, este capítulo tiene como objetivo principal ofrecer un análisis a nivel regional y local de las características litológicas y estructurales que presenta el volcán Citlaltepetl; la revisión de estos temas contribuirá de manera significativa a la elaboración de una cartografía geomorfológica detallada (1:25 000).

### **Marco geológico y tectónico regional: Cinturón Volcánico Mexicano**

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), es una de las provincias geológicas más importantes de la República Mexicana; presenta una compleja configuración estructural y morfológica como respuesta a un continuo proceso de subducción de la Placa de Cocos, por debajo de la Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TM) (Demant, 1982; Lugo, 1988; Ferrari *et al.*, 2012) (Fig.5).

El CVM se emplaza a lo largo del centro de México, desde las costas de Nayarit, en el Pacífico, hasta las de Veracruz, en el Golfo de México; se dispone entre los paralelos 18°30' y 21°30'N. Su longitud es de 1000 km, su amplitud varía entre 80-230 km y su área es de 160,000 km<sup>2</sup> (Ferrari *et al.*, 2012).

El CVM es complejo, en este sentido se hace evidente en su parte central y oriental una falta de coincidencia con la TM es decir, no son paralelas, hecho que se explica a partir de un movimiento oblicuo cercano a los 15° de la Placa de Cocos y al reajuste estructural que la ha fragmentado en varias partes; lo que ocasiona un hundimiento diferencial entre cada una de ellas.

Otra peculiaridad del CVM son sus edificios principales, los cuales se alinean de forma transversal (N-S) a la orientación del arco, lo que produce una gran variabilidad geoquímica de sus productos, promoviendo una diversidad entre sus morfologías: volcanes compuestos, campos monogenéticos, domos y calderas (Mooser, 1975; Ferrari *et al.*, 2000; 2012; Szykaruk *et al.*, 2004; Mori *et al.*, 2007; Johnson *et al.*, 2009).

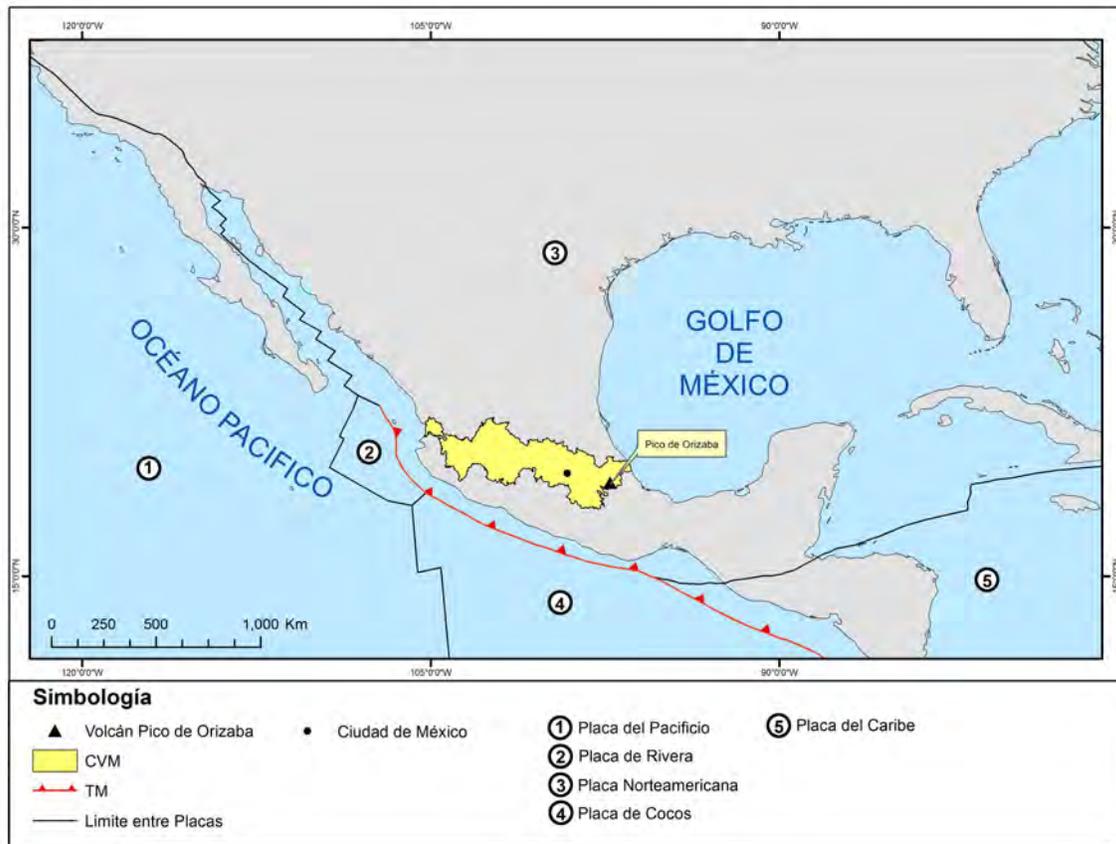


Figura 5. Posición del volcán Pico de Orizaba en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Ferrari, *et al.*, 2012).

Demant (1975) y Pascare, *et al.* (1988) consideran que el CVM no es una zona volcánica continua; sino un conjunto de diferentes unidades, que de acuerdo a sus características litológicas, estructurales y vulcanológicas; se dividen de la siguiente manera (Fig.6).

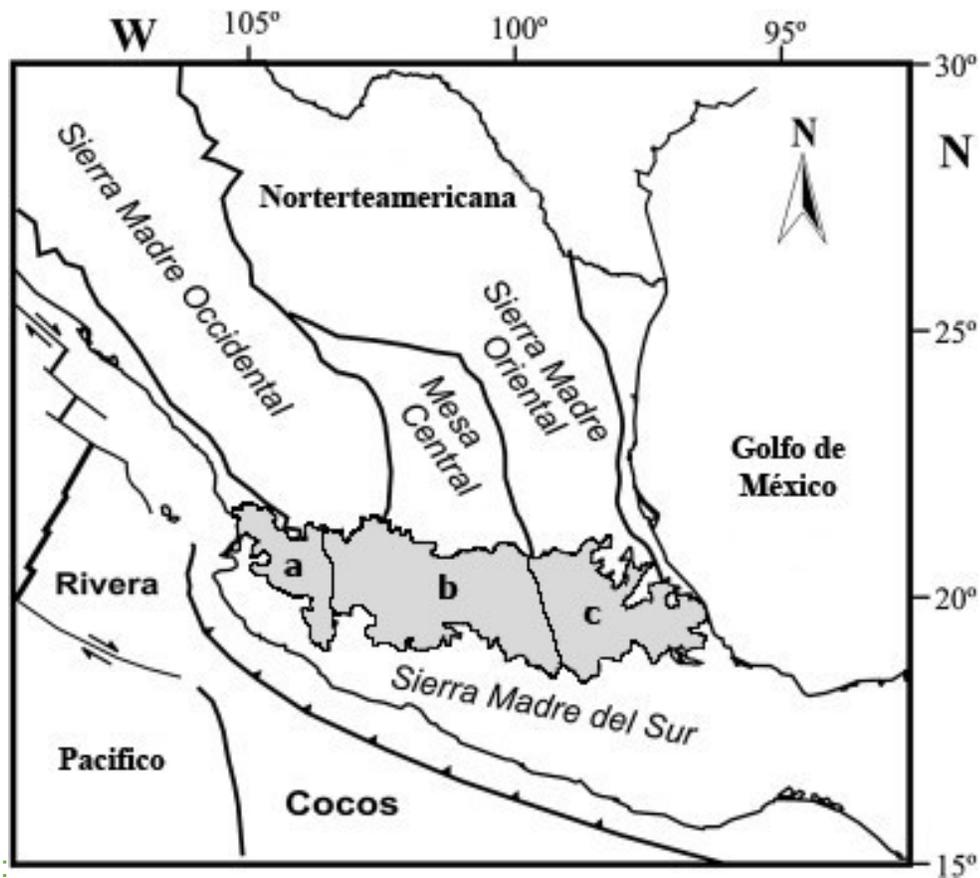


Figura 6. Ubicación del Cinturón Volcánico Mexicano y localización de los sectores que lo componen; (a) Occidental, (b) Central y (c) Oriental (Mazzarini *et al.*, 2010).

**Sector occidental:** Se encuentra limitado por el graben de Tepic y Zocoalco, en el estado de Nayarit y termina hasta el graben de Colima. En esta unidad, el arco volcánico se superpone a la parte norte del Bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO).

**Sector Central:** Abarca parte del límite oriental del graben de Colima hasta el sistema de fallas Taxco-Querétaro; dentro de esta unidad se desarrolla el campo volcánico Michoacán – Guanajuato.

**Sector Oriental:** Se ubica al oriente del sistema de fallas Taxco-Querétaro hasta el sur de Veracruz; esta unidad se caracteriza por el emplazamiento (N-S) de grandes volcanes, calderas y complejos de domos; como es el caso de la Sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba.

De acuerdo con Concha-Dimas *et al.* (2005), la Sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba, es una cadena de volcanes alineados de manera transversal (N-S) al CVM y separa el Altiplano occidental de las llanuras costeras del Golfo de México. Su emplazamiento está asociado con la migración del frente volcánico hacia el sur durante el Plioceno, el cual está influenciado por una extensión de la falla de Oaxaca en el Terciario (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995; Alaniz Alvarez *et al.*, 1998) (Fig.7).

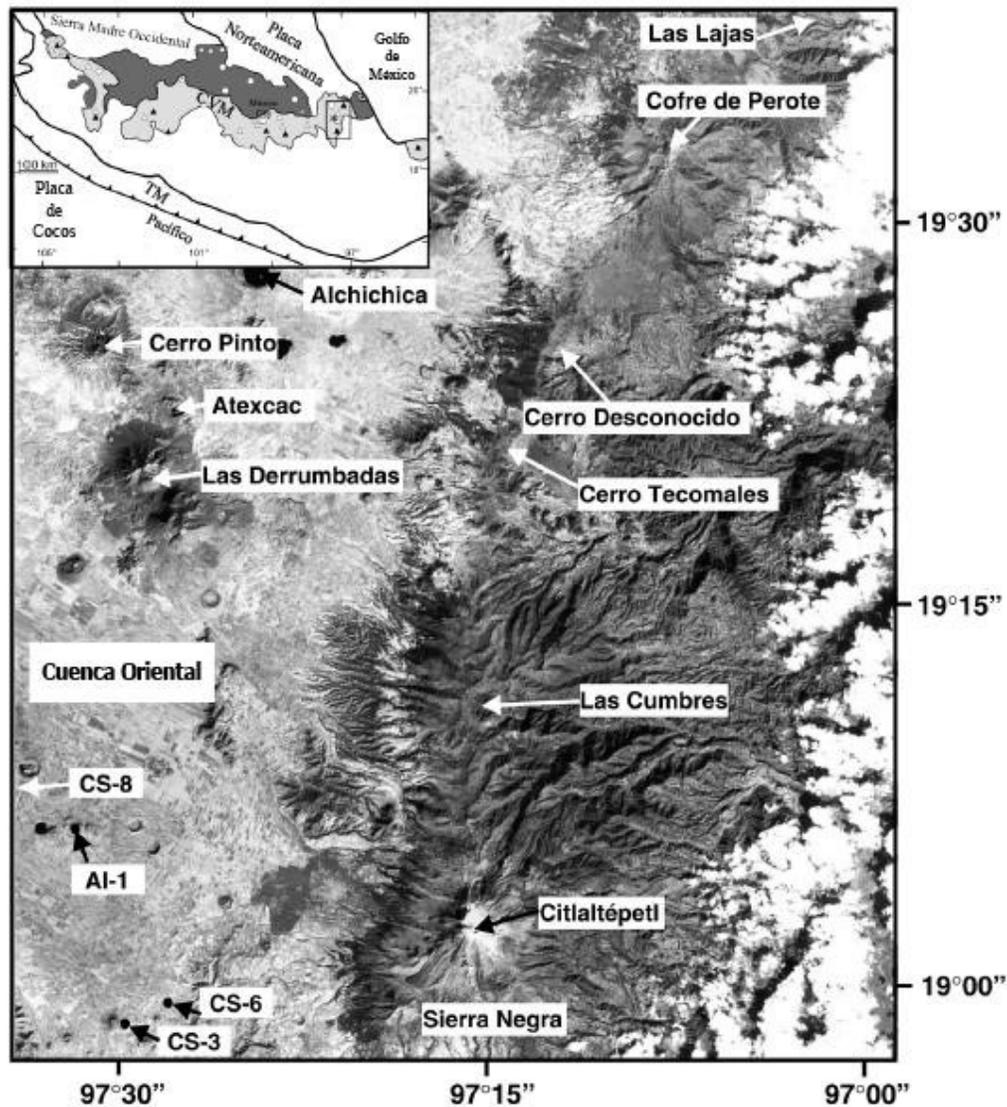


Figura 7. Sierra volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba (Schaaf *et al.*, 2010).

En este sentido, Negendak, *et al.* (1985) considera que la extensión de la falla de Oaxaca se relaciona a una serie de fracturas (N-S, NW-SE y NE-SW) que se presentan a lo largo de la cadena de volcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba; las más relevantes son las relacionadas con los lineamientos de Pico de Orizaba, Huitzilapan, Cofre Perote y el de la Sierra Tepozteco-Tlachinotepetl; asociados a desplazamientos oblicuos de tipo normal ( $< 900$  m).

De acuerdo con Concha-Dimas, *et al.* (2005) y Hoskulsson (1982), estos desplazamientos aún se encuentran activos; y evidencia de ello es el arreglo estructural que presentan los valles de Jamapa, Huitzilapan y Metlac; los cuales, dentro del modelo de *Wooller* representan un conjunto de límites estructurales que definen las morfologías de tipo *pilar-graben* (Fig.8).

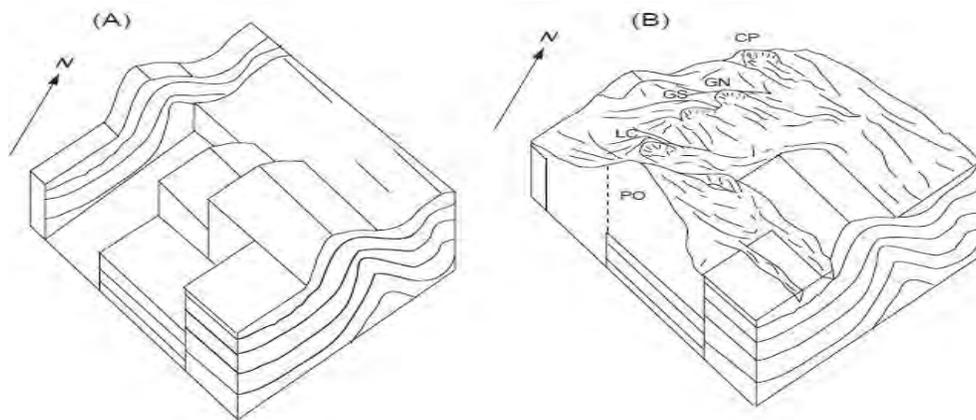


Figura 8. Arreglo estructural de la cadena de volcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba: Pico de Orizaba (PO); Las Cumbres (LC); Caldera Gloria del Sur (GS); Caldera Gloria del Norte (GN) y Cofre de Perote (CP) (Concha-Dimas *et al.*, 2005).

## **Marco Geológico Local: Origen y evolución del volcán Pico de Orizaba**

El Citlaltepētl es un volcán compuesto que forma parte de la Sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba, al oriente del CVM; se localiza entre los paralelos 19° 02'N y 97° 16'W. Esta estructura, se emplazó sobre una secuencia de rocas sedimentarias calizas y la caliza-lutita, pertenecientes al Cretácico; Negendack, *et al.*, (1985), vincula su origen con la orogenia Laramide. Estos afloramientos abundan al NW, S y SE de la zona de estudio, se encuentran representados por una serie de plegamientos que siguen una orientación NW-SE, los cuales se asocian a esfuerzos disyuntivos generados durante el desarrollo de la Sierra Madre Oriental.

De acuerdo con Robin y Cantagrel (1982), Hoskuldsson (1992) y Carrasco y Ban (1994), existen tres etapas de evolución para él Citlaltepētl, cada una de ellas está representada por estructuras volcánicas independientes en apariencia, pero vinculadas al desarrollo de un complejo volcánico, en donde destaca el Pico de Orizaba.

El mapa geológico que se presenta es el resultado del análisis de cinco documentos cartográficos, elaborados por Hoskuldsson (1992), Carrasco y Ban (1994), SGM (2001; 2002) y Carrasco (2000). Este documento, muestra la espacialidad y temporalidad de la litología, con estos elementos se hacen visibles las etapas de evolución mencionadas que a continuación se explican (Fig. 10).

### **Primera etapa (650 Ka - 210 Ka)**

Inicia con la aparición y desarrollo del cono compuesto Torrecillas, estructura que alcanza 2300 m desde su base y presenta un volumen de 270 Km<sup>3</sup>. A lo largo de su desarrollo se han reconocido tres episodios efusivos y uno explosivo, estas etapas corresponden con el basamento del edificio volcánico (Robin *et al.*, 1982); en este sentido, las características del primero fue la emisión de coladas de composición andesito-basálticas, ricas en olivino.

El segundo episodio se asocia a la emisión de flujos de lava andesíticos-dacíticos que se conoce como *Unidad Jamapa* (Hoskuldsson, 1992; Macías, 2005). El

tercero, identificado por Carrasco (2000), ocurre en los  $0.29 \pm 0.5$  Ma y se diferencia por la expulsión de coladas de lava de andesita con piroxenos, que se intercalan con brechas y dacitas de anfíbol.

El cuarto episodio efusivo se caracterizó por el emplazamiento del volcán conocido como Sierra Negra entre los 290 – 210 Ka, al sur del Citlaltepctl (Robin, *et.al.*, 1982; Carrasco, 2000). Esta estructura se compone de coladas de lava andesíticas-porfídica masiva y volcanes periféricos sobre su vertiente sur (Gómez-Tuena, 1995; Galicia, 1996) (Fig.9).

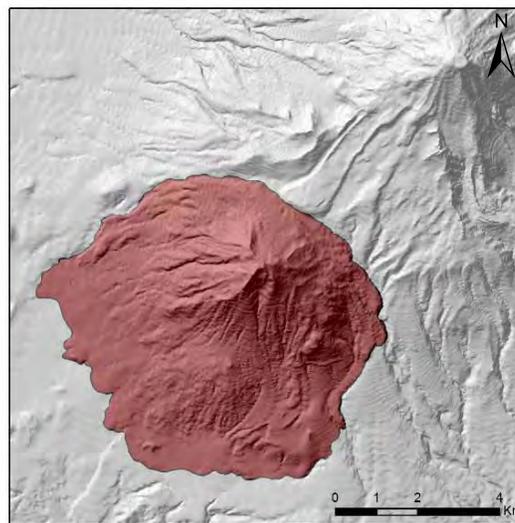


Figura 9. La Sierra Negra se compone de una estructura principal y dos volcanes adventicios, ambos en el flanco sur

El fin de la primera etapa de evolución del Citlaltepctl (650 Ka – 210 Ka) termina con la destrucción parcial del volcán Torrecillas por un colapso volcánico (Rossotti, 2005; Macías, 2005). De acuerdo con Carrasco (1997), los depósitos de este evento se dispusieron sobre el valle de Jamapa, alcanzando una longitud de 75 km, un área de  $380 \text{ Km}^2$  y un volumen aproximado de  $20 \text{ Km}^3$ . Por otro lado Díaz (2003) clasifica este material como una secuencia de bloques y gravas heterométricas que se encuentran inmersas en una matriz limo-arcillosa rica en caolinita, mineral que es vinculado con actividad hidro-magmática.

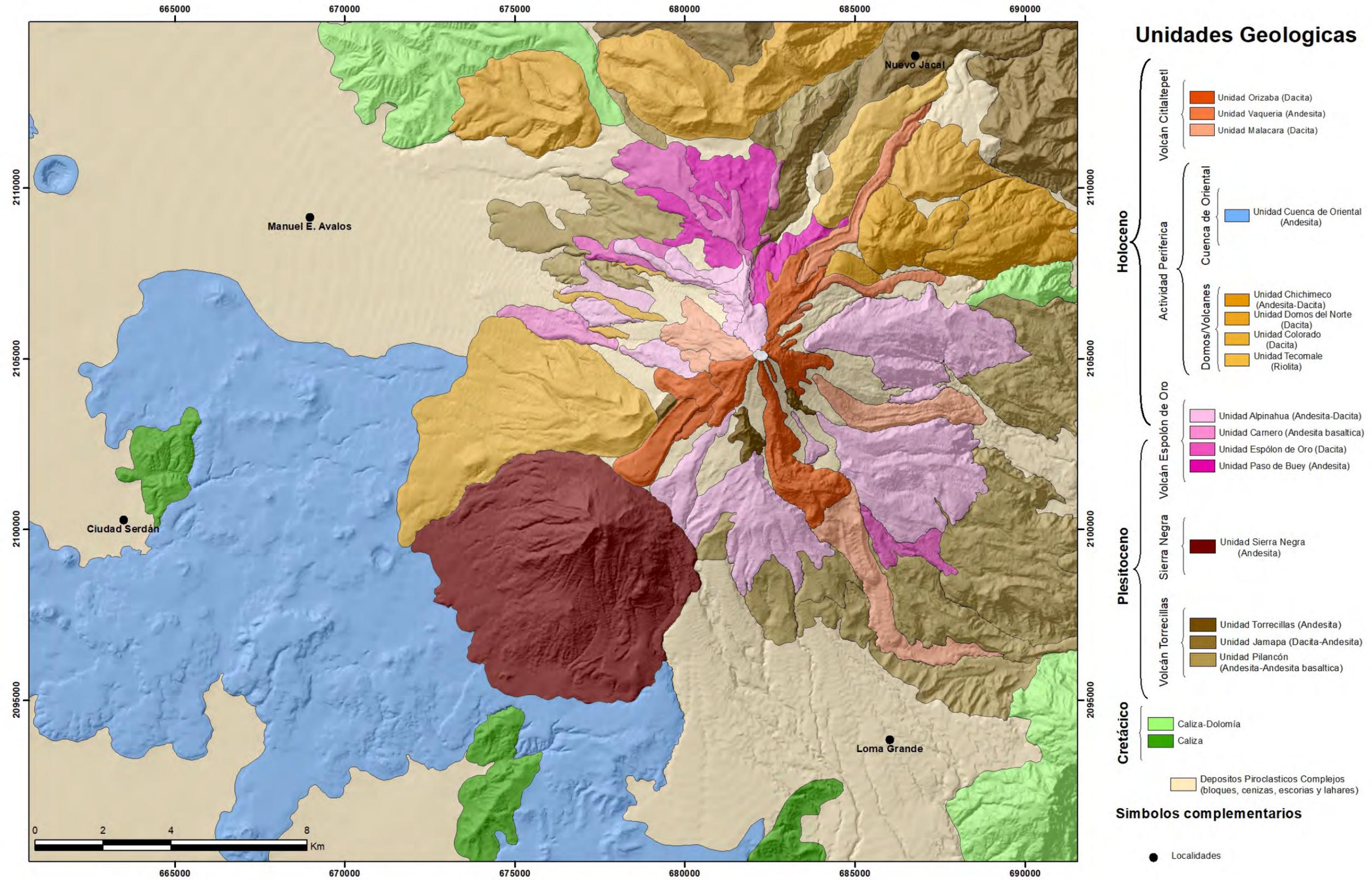


Figura 10. Mapa geológico del volcán Citlaltépetl y zonas adyacentes (Hoskuldson 1992; Carrasco y Ban 1994; 2000; SGM, 1997; 1998)

## Segunda etapa (210 Ka - 16.5 Ka)

Este estadio se integra por cuatro eventos efusivos, uno explosivo y uno extrusivo-efusivo asociado al crecimiento de domos y estructuras volcánicas periféricas al Espolón de Oro.

El primer evento efusivo, está representado por el emplazamiento del Espolón de Oro, localizado en el flanco NW del edificio *ancestral* Torrecillas. Carrasco *et al.* (1993) definen a este volcán, como una estructura irregular, con un cráter de 450 m de diámetro, una altura de 800 m y un volumen de 55 Km<sup>3</sup>.

La actividad del Espolón de Oro se caracterizó por una alternancia de episodios efusivos y explosivos; en este contexto, Carrasco (2000) describe el primero de ellos como la emisión de coladas de lava andesítica-porfídica masivas y flujos de lava ricos en plagioclasa y fenocristales de anfibolita, las cuales se emplazaron al norte de la estructura volcánica, este episodio se conoce como *Paso de Buey*.

El segundo evento efusivo está caracterizado por el emplazamiento de coladas de lava dacíticas ricas en anfíbol que alternan con flujos piroclásticos, estos últimos más frecuentes en el flanco norte del Espolón de Oro (Rossotti, 2005; Macías, 2005). Por otro lado Carrasco (2000) menciona una similitud entre estos flujos de lava con otros que se emplazaron sobre las vertientes SE y W del edificio volcánico; los cuales presentaron una composición de dacítica-andesítica con alto grado de sílice y anfíboles, este episodio recibe el nombre de *Espolón de Oro*.

El tercero de los efusivos se caracteriza por actividad fisural donde predominaron coladas andesito-basálticas ricas en olivino y altamente vesiculares que se emplazaron sobre el flanco oeste del volcán Espolón de Oro, a este episodio se le conoce como *Carnero* (Carrasco, 2000).

El último de los efusivos, se caracterizó por el emplazamiento de coladas de lava andesíticas-afaníticas, intercaladas con depósitos piroclásticos, al norte del volcán. Por otro lado, Carrasco (2000) correlaciona este material con otros flujos de andesita porfídica masiva y brechas al sur del edificio, que se conocen como el episodio *Alpinahua*.

El único evento explosivo que compone esta secuencia, se asocia con la destrucción del volcán Espolón de Oro (16.5 Ka) (Carrasco, *et.al.*, 1995); en este contexto, Carrasco (2000) y Rossotti (2005), infieren la formación de un lahar cohesivo, a partir de una avalancha de escombros asociada al colapso del volcán. Sus depósitos se componen de bloques de andesita-porfídica, andesita-basáltica y dacita con horblenda; los cuales cubrieron una distancia de 85 km, un área de 143 Km<sup>2</sup> y un volumen de 1.8 Km<sup>3</sup>, episodio que se conoce como *Tetelzingo*.

La segunda etapa de evolución volcánica (210 Ka - 16.5 Ka) termina con eventos extrusivos-efusivos, asociados al desarrollo de domos y estructuras periféricas al Espolón de Oro; al respecto, Carrasco (2000) y Rodríguez, *et al.* (2006) reconocen las siguientes estructuras:

**Domo Tecomale.** Su litología se compone de flujos de obsidiana riolítica, brechas de obsidiana y bloques de riolita bandeada; esta estructura, se ubica al NW del volcán (Fig.11).

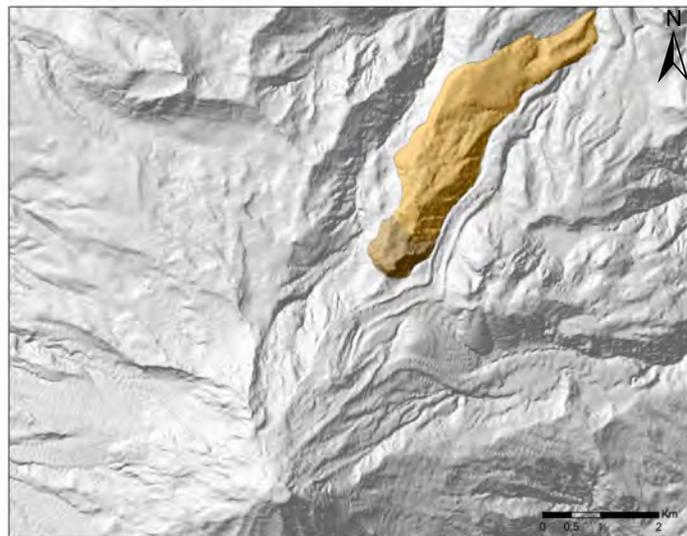


Figura 11. Domo Tecomale y sus coladas asociadas, que se desplazan hacia el NE de la zona de estudio.

**Domo Colorado.** Se encuentra emplazado sobre la vertiente SE del volcán; sus depósitos consisten en una intercalación de coladas dacíticas y flujos piroclásticos de matriz vítrea y material porfídico (Fig.12).

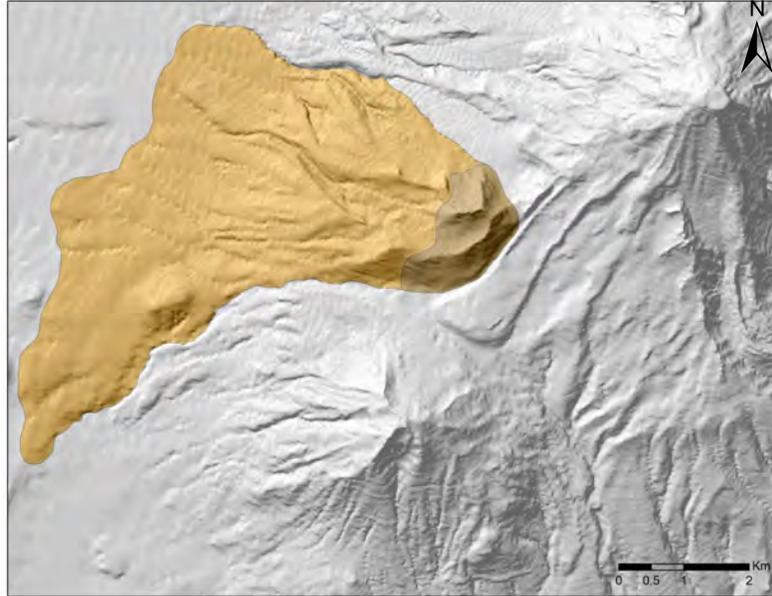


Figura 12. Domo Colorado y sus depósitos asociados, que se distribuyen al oeste del Volcán

**Domo Sillatepec.** Está integrado por series de flujos de lava andesíticos-porfídicos, los cuales se encuentran cubiertos por flujos piroclásticos y caídas asociadas al colapso parcial de la estructura.

**Domo Chichihuale.** Se ubica al NW del Espolón de Oro y su construcción data de hace más de 23,000 años. Se compone de coladas viscosas de dacita-porfídica y en su porción cumbral predominan los depósitos de bloques y cenizas que se asocian con un evento destructivo.

**Complejo Chichimeco.** Se considera como una sobreposición de estructuras domías, un total de cuatro. Se localizan al NW del Espolón de oro y su característica es la alternancia entre periodos efusivos y explosivos; el primero de ellos se vincula al emplazamiento de dos coladas de lava andesíticas ricas en anfíbol que alcanzan una longitud de 9 Km. Los episodios posteriores se asocian a

la destrucción de los domos, evidencia de ello, son los depósitos de avalancha y los flujos de bloques y cenizas, que cubrieron este complejo, así como lo valles Tliapa y El Seco (Fig.13).

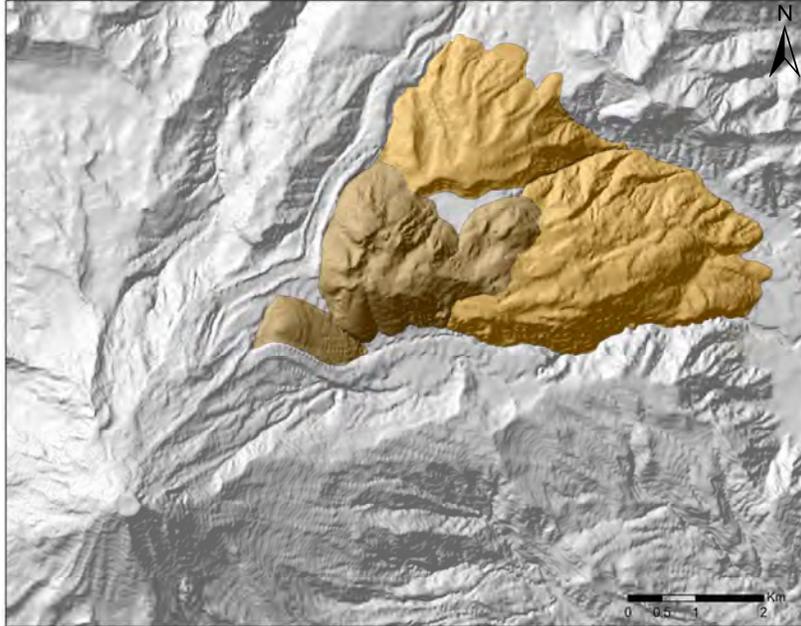


Figura 13. Emplazamiento del Complejo de domos Chichimeco y sus coladas asociadas al NE del volcán

**Campo volcánico Cuenca de Oriental.** Se compone de estructuras monogénicas como son los conos de escoria, hornitos y maar's, en este sentido su litología se caracteriza por la emisión de coladas de lava andesíticas con alto grado de viscosidad; su edad varía entre los 30,000 y 20,000 años.

### **Tercera Etapa (16.5 Ka – Época actual)**

Este estadio inicia con el emplazamiento de un cono sobre los relictos de los edificios Torrecillas y Espolón de Oro en los 16.5 Ka; en este sentido, Hoskuldsson (1992) y Carrasco (2000), identificaron diez episodios explosivos y tres de carácter efusivo como los más representativos de esta etapa. Los primeros de ellos fueron descritos de la siguiente manera:

1) *Episodio Tliapa*. Se vincula con material de caída de composición andesítica, que se emplazó sobre el antiguo valle Tliapa al ENE del volcán; cubriendo la avalancha de depósitos de Tetelzingo (asociada a la destrucción del Espolón de Oro en los 18,700 años AP).

2) *Episodio Chocaman*. Se caracteriza por el emplazamiento de cinco flujos piroclásticos sobre el río Tliapa, al N de pueblo de Chocaman en los 12,000 AP; este material se compone de depósitos de bloques y escorias de andesita-dacita (de coloración *rosa salmón*), intercalados con material de caída (gris oscuro). Este evento se asocia a la posible destrucción de un domo.

3) *Episodio Tlachichuca*. Esta secuencia consiste en el emplazamiento de dos flujos piroclásticos sobre los valles de Tliapa y Orizaba al NE del volcán en los 10,600 AP; el primero de ellos se relaciona con un material de ceniza y escoria de composición basáltico-andesítica; mientras que el segundo consiste en la sobreposición de un depósito de bloques y cenizas andesíticos-dacíticos.

4) *Episodio Coscomatepec*. El evento está fechado en los 9,400 AP y consiste en una secuencia de flujos ceniza y escoria que cubrieron parte del valle de Tliapa.

5) *Episodio de Xilomich*. Ocurre entre los 9 000 y 8 000 AP, se caracterizó por la emisión de cuatro flujos piroclásticos, producto de diferentes erupciones volcánicas por parte del Citlaltepētli; el primero de ellos, ocurre en 8 710 AP y se emplaza sobre la barranca Tecajete al W del edificio; su composición consiste en ceniza y escoria, su origen se asocia a una posible erupción freato-magmática o al desarrollo de un cono adventicio. El segundo se presenta hace 8 620 AP, se compone de dos flujos de escoria y ceniza que cubrieron parte del valle de Tlacohuatl al NW del volcán. Estos depósitos se intercalan con una capa de suelo. El tercer flujo piroclástico se emplazó al norte de la barranca Tecajete y al oeste de la barranca Carnero hace 8 300 AP y el cuarto, se desarrolla en los 8 170 AP se compone de una secuencia de bloques y cenizas de andesita-dacita, la cual se encuentra cubierta por los depósitos de *Loma Grande*.

6) *Episodio Loma Grande*. Se desarrolló entre los 7 000 AP y 6 000 AP, se vincula con dos erupciones explosivas del Citlaltepctl, y se caracterizaron por la emisión de flujos piroclásticos y material de caída (cenizas y escoria), estos materiales son característicos del flanco sur del volcán.

7) *Episodio de Ávalos*. Se caracterizó por el desarrollo de dos erupciones de tipo pliniano entre los 4 660 y 4 060 AP, evidencia de ello es un depósito de bloques y cenizas, que cubrieron el pueblo de Ávalos al oeste del Volcán y el emplazamiento de coladas dacíticas sobre el valle de Metlac al este del cono.

Siebe, *et.al.* (1991), asocia este depósito piroclástico con la destrucción de un domo que se desarrolló sobre el flanco oeste del edificio; por su parte Concha-Dimas (2005) describe el origen de esta avalancha, como respuesta a un proceso de tensión estructural, que se asocia fracturas que atraviesan el cono Citlaltepctl y a la reactivación de una falla normal que se alinea con respecto al valle de Jamapa NNE del volcán.

8) *Episodio El Jacal*. Se trata de una erupción Pliniana altamente explosiva, que ocurre entre los 3 500 y 3 300 AP, la evidencia de este evento es un depósito de material de caída, que se ubica al NE del volcán, en el pueblo él Jacal.

9) *Episodio Texmola*. Se desarrolló durante los 2 000 y 1 800 AP, se trata de una serie de flujos de bloques y cenizas; y de cenizas y escoria, que se emplazaron al norte del poblado de Texmalaquilla, al S del volcán.

10) *Episodio Excola*. Se caracterizó por el desarrollo de una actividad eruptiva de tipo Pliniano en los 7 00 y 6 90 AP en la que predominó el material de caída (pumita y dacita), este se emplazó sobre el flanco NE del edificio, cubriendo así, el poblado de Excola.

Con respecto a los efusivos, Carrasco (2000), identifica tres, de ellos el primero se caracteriza por el emplazamiento de tres coladas de dacita porfídica, sobre los flancos SE y W del volcán (*Unidad Malacara*).

El segundo de los efusivos, consistió en la emisión de dos flujos de lava andesítica, que se desplazaron sobre el flanco NE del edificio (*Unidad Vaquería*). Por su parte, el último episodio (él tercero) es descrito como una serie de erupciones ocurridas en diferentes periodos históricos, las más relevantes datan de 1537, 1545, 1566 y 1613; en este sentido su composición es una alternancia entre dacitas, dacitas porfídicas y andesita-dacita (*Unidad Orizaba*) (Fig.14).

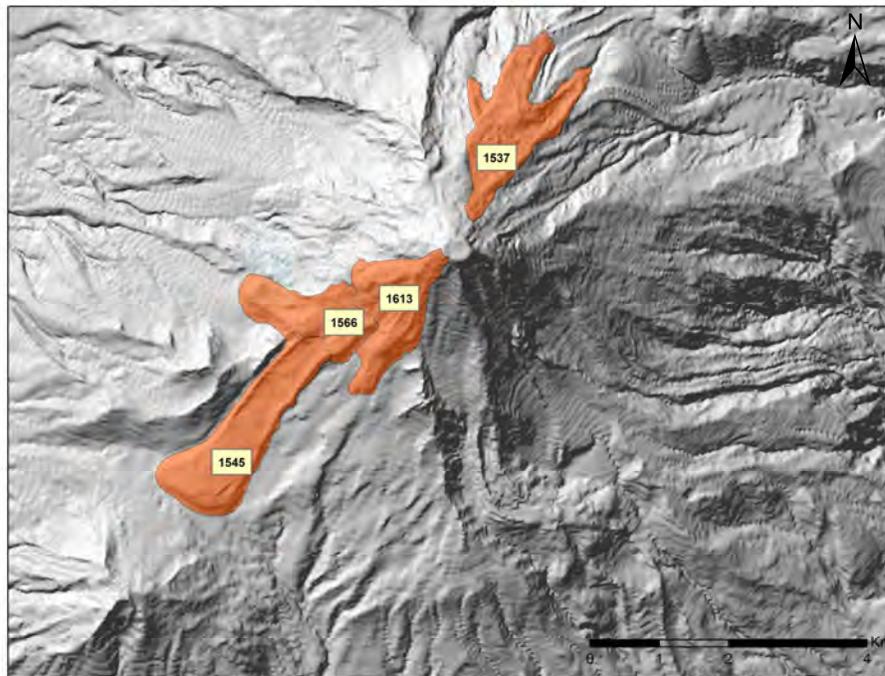


Figura 14. Coladas de lava históricas (1537, 1545, 1566 y 1613) (Hoskuldson 1992).

Con base en los estudios anteriores, se puede afirmar que el origen del Citlaltepétl es resultado de la interacción tectónica entre la Placa de Cocos y la Norteamericana, así como por el sistema de fallas que controla la cadena de volcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Estos elementos, representan dentro de la historia geológica del volcán una de las estructuras más complejas del CVM.

En este sentido, conocer la historia geológica del volcán Citlaltepétl, facilita la interpretación de sus diferentes etapas de evolución; lo que representa el punto de partida en el análisis geomorfológico.

## **CAPITULO III. MORFOMETRÍA**

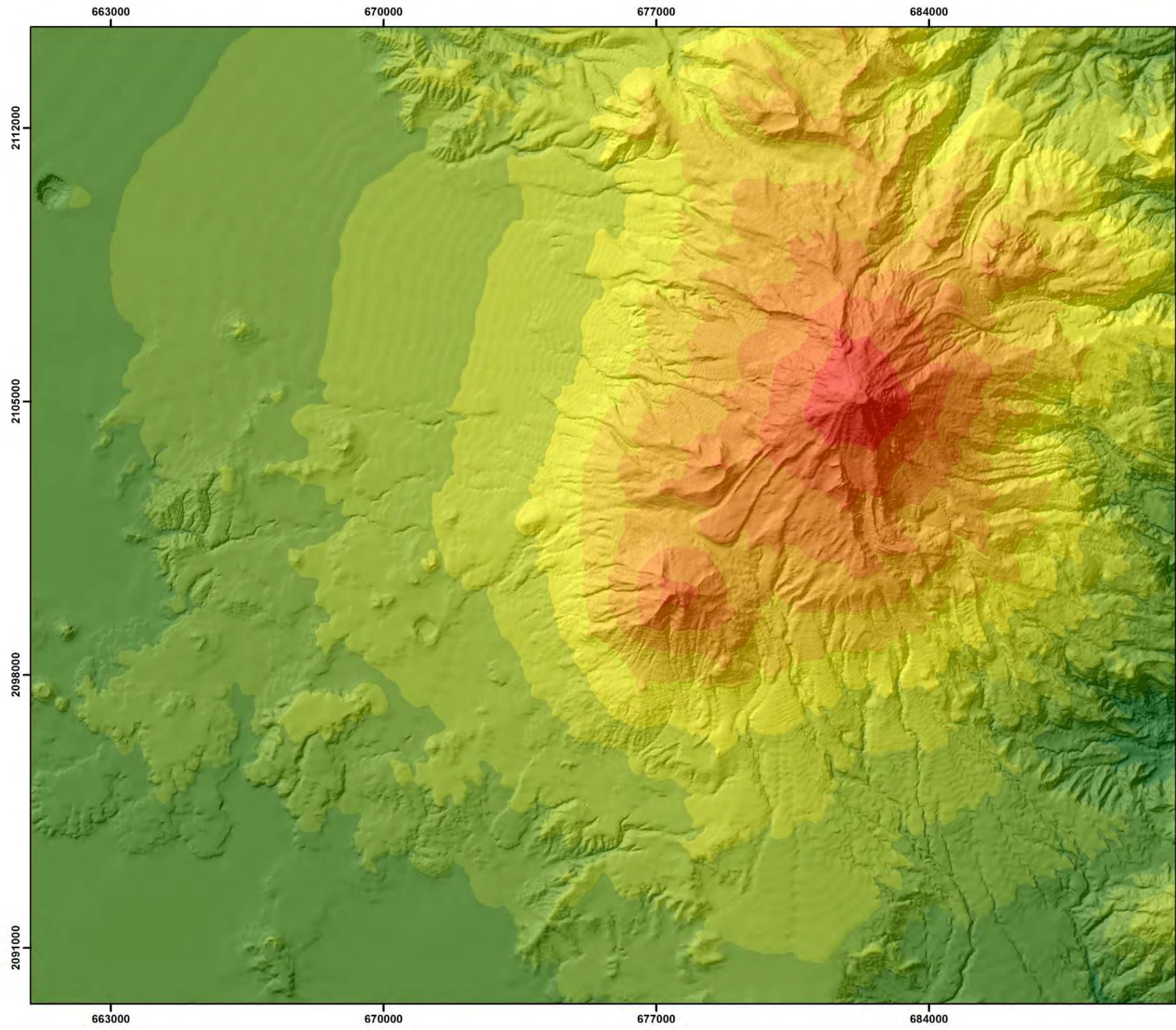
Los métodos morfométricos se encargan de cuantificar las características del relieve a partir de la medición de diferentes variables (altimetría, inclinación del terreno, energía del relieve, profundidad y densidad de la disección). Este análisis permite establecer el vínculo que existe entre el sustrato y los procesos erosivo-acumulativos que actúan sobre la superficie (Lugo, 1984; 1988). Los criterios que se tomaron en cuenta para el estudio del volcán Citlaltepétl son los establecidos por Lugo (1988) y Simonov (en Zamorano, 1990); los resultados obtenidos se plasmaron sobre una cartografía especializada que se explica a continuación.

### **3.1. Altimetría**

Este método tiene como objetivo simplificar en diferentes pisos altitudinales los valores topográficos del área; de esta manera, se hacen evidentes los contrastes que existen tanto en el plano vertical como en el horizontal. Con base en esta variable fue posible homologar terrenos con morfología y altitud similar, estos aspectos tienen relación con la génesis y el modelado, de ahí la posibilidad de definir grandes regiones.

El método utilizado, inicia con los datos topográficos en versión vectorial, proporcionados por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía, a escala 1: 50 000 y con intervalo de curvas a 20 m (E14B56, Orizaba, 2014; E14B55, CD. Serdán, 2014; E14B46, Coscomatepec de Bravo, 2014 y E14B45, San Salvador el Seco, 2014).

La información fue procesada a través de un SIG (ArcGis v. 10.7) y con la herramienta *Topo to Raster*. De esta manera, se obtuvieron cinco variantes altimétricas, cada una con rangos altitudinales diferentes (5, 7, 9, 11 y 13). El mejor resultado, se obtuvo del documento que ordenaba las variables en once intervalos, debido a que expresaba con mayor claridad la zona de Montaña, el Piedemonte y la Planicie, estos elementos son el punto de partida para la regionalización geomorfológica (Fig.15).

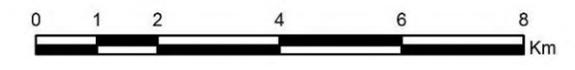


# Altimetría

## Leyenda

### Rangos Altitudinales (msnm)

- 1,700 - 2,360
- 2,360 - 2,600
- 2,600 - 2,800
- 2,800 - 3,000
- 3,000 - 3,250
- 3,250 - 3,520
- 3,520 - 3,800
- 3,800 - 4,100
- 4,100 - 4,420
- 4,420 - 4,880
- 4,880 - 5,600



Universidad Nacional Autónoma de México  
 Facultad de Filosofía y Letras  
 Colegio de Geografía  
 Tesis de Licenciatura  
**Alumno: Landeros Pavón Jorge Andres**  
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 15. Mapa Altimétrico del Volcán Citlaltepetl.

A partir de esta variante cartográfica junto con el *Modelo Digital de Elevación* (MDE) y el mapa de inclinación de terreno, fue posible establecer el límite de siete regiones geomorfológicas: I) Montaña, II) Piedemonte Volcánico, III) Piedemonte Erosivo, IV) Piedemonte Acumulativo, V) Cuenca de Oriental, VI) Sierras Sedimentarias y VII) Planicie (Fig. 16). En este sentido, cada una de ellas hace evidente la relación entre la génesis y los procesos exógenos que interactúan en el territorio. A continuación se analiza el mapa altimétrico tomando en cuenta las unidades ya mencionadas.

### **I) Montaña**

Se ubica en la porción centro-oeste del área de estudio, se constituye por los volcanes Citlaltepétl, la Sierra Negra, el conjunto de domos Chichimeco (NE) y el Cerro Colorado (SW). Este conjunto tiene orientación preferencial NE-SW, la cual se asocia a la extensión de la falla de Oaxaca (Concha-Dimas, 2005). Este territorio se caracteriza por el apilamiento de diversos materiales volcánicos (coladas de lava, y flujos piroclásticos), los cuales originaron estructuras cónicas de cima convexa y con laderas escarpadas.

El cono actual del Citlaltepétl, sobreyace a los edificios ancestrales Torrecillas y Espolón de Oro, este hecho favoreció el desarrollo en la vertical del edificio principal (5 600 msnm). La Sierra Negra y el Cerro Colorado, ubicados a SW del Pico de Orizaba se encuentran en un rango altitudinal de 3 800 y 5 600 msnm; característica que se vincula con una actividad volcánica menos compleja, donde la cantidad de materiales sobrepuestos es menor y la altura de las estructuras no es sobresaliente.

Por otro lado, el complejo de domos Chichimeco ubicado al NE de la región, ocupa un rango altitudinal de 3 520 y 4 420 msnm; característica que se relaciona con la construcción-destrucción de estructuras menores, que no permitieron el crecimiento de los edificios en la vertical.

Es importante señalar que, debido a su gran altitud, esta región se caracterizó por presentar procesos glaciares en el pasado, los cuales, modelaron este territorio, dejando como evidencia terrenos con contrastes topográficos abruptos a 4 395 msnm, que definen circos, cuerdas, laderas, valles glaciares y morrenas, todos ellos

vinculados con el Último Máximo Glaciar (Heine, 1973; 1975; 1988; Palacios y Vázquez, 1996).

## **II) Piedemonte Volcánico (PV)**

Esta unidad es extensa y rodea la zona de montaña; su nombre se deriva de la acumulación de potentes y diversos materiales (flujos, caídas y lavas). En este sector son frecuentes estructuras volcánicas y domos, la mayoría de ellas se presentan parcialmente cubiertas e incluso sepultadas. En general, su morfología semeja a un piedemonte, de ahí el nombre propuesto por Lugo (1984) para este tipo de rampas de acumulación volcánica. En la zona de estudio, se dispone entre los 1 700 y 4 100 msnm.

En este contexto, el piedemonte volcánico refleja una evolución compleja con respecto a la zona de montaña; característica que se relaciona con un intenso modelado fluvial, el cual se dispone de manera preferencial entre las coladas de lava y desmantela los mantos piroclásticos que las cubren. Hay que mencionar, que en esta porción existen rasgos de erosión glaciar a una altitud mínima de 3 520 msnm; evidencia de ello es la presencia de amplios valles en *U* y laderas escarpadas.

## **III) Piedemonte Erosivo (PE)**

Se trata de una rampa inclinada, que se dispone entre los 2 360 y 3 000 msnm; esta estructura se localiza al sur del piedemonte volcánico y se caracteriza por una morfología que resulta de la sobreposición de abanicos. Esta región, ha estado expuesta a los procesos erosivos el tiempo suficiente para que la red fluvial se integre en un diseño subparalelo en el sector distal y subdendrítico en la porción proximal.

La evolución de esta unidad es compleja, su basamento está conformado por lavas y rocas calcáreas, ambos sustratos están cubiertos por piroclastos, caídas y acarrees fluviales, todos ellos conforman un potente manto. Sobre esta superficie, los ríos principales hacen evidente los límites entre cada uno de ellos, por su parte, el desarrollo de afluentes se ve favorecido por las superficies detríticas poco consolidadas. Esta hipótesis es reforzada por la presencia de sierras sedimentarias que están parcialmente cubiertas por sedimentos que interrumpen la continuidad de la unidad.

#### **IV) Piedemonte Acumulativo (PA)**

Se trata de una superficie ligeramente inclinada, que se ubica en la porción NE de la zona de estudio; sus rangos altitudinales, van desde los 2 600 m en su porción más baja hasta los 3 250 m en la más alta.

Su origen es erosivo-acumulativo y presenta una inclinación homogénea, es decir no hay resaltes topográficos importantes, su límite distal desaparece de manera paulatina en la planicie de Cuenca de Oriental.

El piedemonte acumulativo cubre casi en su totalidad los depósitos de la avalancha de escombros que se conoce con el nombre de Ávalos, cuya edad está estimada entre los 4 660 y 4 060 AP (Hoskuldson, 1992).

La red fluvial es efímera y poco integrada (diseño subparalelo), solo existe en la época de lluvias ya que las condiciones en este sector de la zona de estudio son semiáridas. Por otro lado, la capacidad permeable de los detritos volcánicos favorece la infiltración, sobre el escurrimiento.

#### **V) Campo Monogénético Serdán-Oriental**

Se trata de un campo volcánico que se emplazó hace 30 000 años al WSW del complejo volcánico Citlaltépetl, a una altitud entre los 2 360 y los 3 250 msnm. Esta unidad se compone de conos de escoria, anillos de toba, calderas y domos, así como de sus productos asociados (Negendack, *et.al.*, 1985). Se presenta como una superficie irregular integrada por coladas individuales que en ocasiones se sobreponen unas con otras y llegan a cubrir de manera parcial los edificios

volcánicos menores; los depósitos piroclastos (flujos y caídas) de distinto espesor mantienen esta superficie disimulando las morfologías volcánicas.

## **VI. Sierras Sedimentarias**

Esta unidad se localiza en los extremos NNW y SSE y se presentan como promontorios montañosos aislados, ocupando las cotas de 2 600 a 3 250 msnm. Se componen de caliza y dolomías que fueron plegados durante el Cretácico por una extensión de la Falla de Oaxaca (Negendack, *et al.*, 1985; Concha-Dimas, *et al.* 2005); y representan el basamento del complejo volcánico Citlaltepétl.

Con respecto a su morfología presentan un intenso modelado fluvial, que desmantela los flancos de los pliegues, a partir de densos drenajes paralelos y dendríticos, de esta manera, se pierden los rasgos originales y quedan fragmentados de la estructura principal, por esta razón se presentan a manera de remanentes o *islas*.

## **VII. Planicie**

Es la porción más deprimida de la zona de estudio y se ubica al W y SW del Pico de Orizaba, ocupa las cotas de 2 360 a 2 600 msnm. Se caracteriza por presentar una morfología subhorizontal, esta unidad forma parte de la Cuenca endorreica de Oriental, que tuvo su origen a partir de la obturación de numerosos sistemas fluviales por acumulación de material volcánico, emitido por los campos monogenéticos que se emplazaron sobre la planicie. Este hecho favoreció la colmatación de este territorio y el desarrollo de cuerpos lacustres.

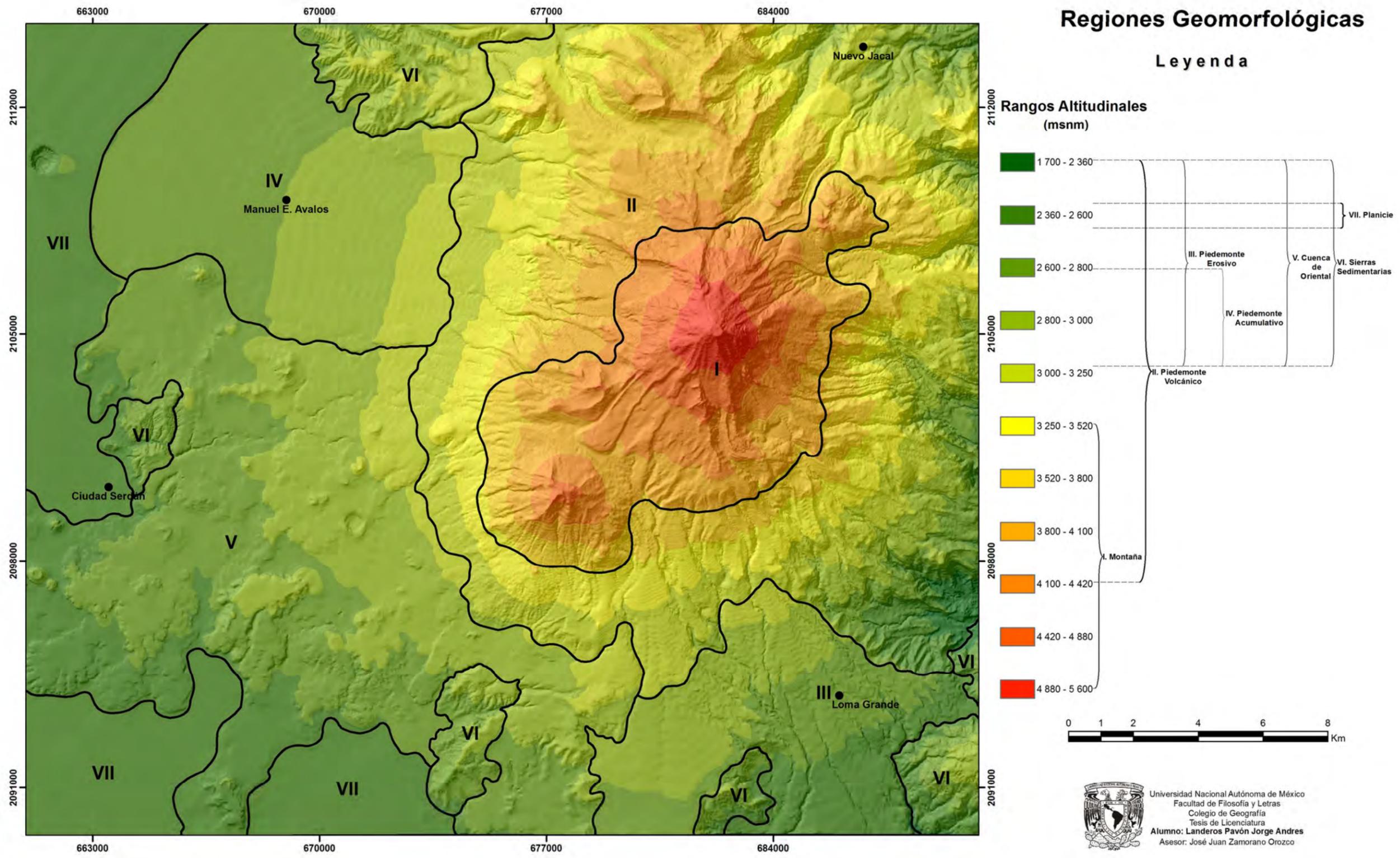


Figura 16. Mapa altimétrico y regiones geomorfológicas del complejo volcánico Citlaltépetl.

### **3.2. Inclinación del Terreno**

Este mapa, tiene como objetivo clasificar las laderas en grados de inclinación, con el fin de mostrar la relación que existe entre los procesos exógenos, la morfología y el arreglo de los materiales; de la misma manera, permite visualizar los desniveles topográficos y su espacialidad.

El proceso de elaboración de este mapa, consiste en transformar la distancia que hay entre las curvas de nivel, convirtiendo los valores longitudinales a grados o porcentajes. En la elaboración de esta cartografía, se utilizó el Sistema de Información Geográfica ArcGis 10.7 y de la herramienta *Slope*. De esta manera, se obtuvieron 4 mapas con diferentes rangos de inclinación, los cuales se compararon entre sí y junto con la altimetría se seleccionó el documento que ordenaba los valores en 11 rangos.

En este mapa se buscó compatibilidad con las unidades morfológicas establecidas en el punto anterior. Bajo un criterio geomorfológico se buscó la mejor representación, en este proceso se hicieron correcciones y se logró un documento cercano a la realidad del relieve que incluye tantas formas mayores (volcanes compuestos, rampas volcánicas, de lava, de detritos y de material de acarreo) y formas menores (remanentes de montañas sedimentarias, coladas de lava, focos de emisión menores y planicies acumulativas - lacustres) (Fig. 17).

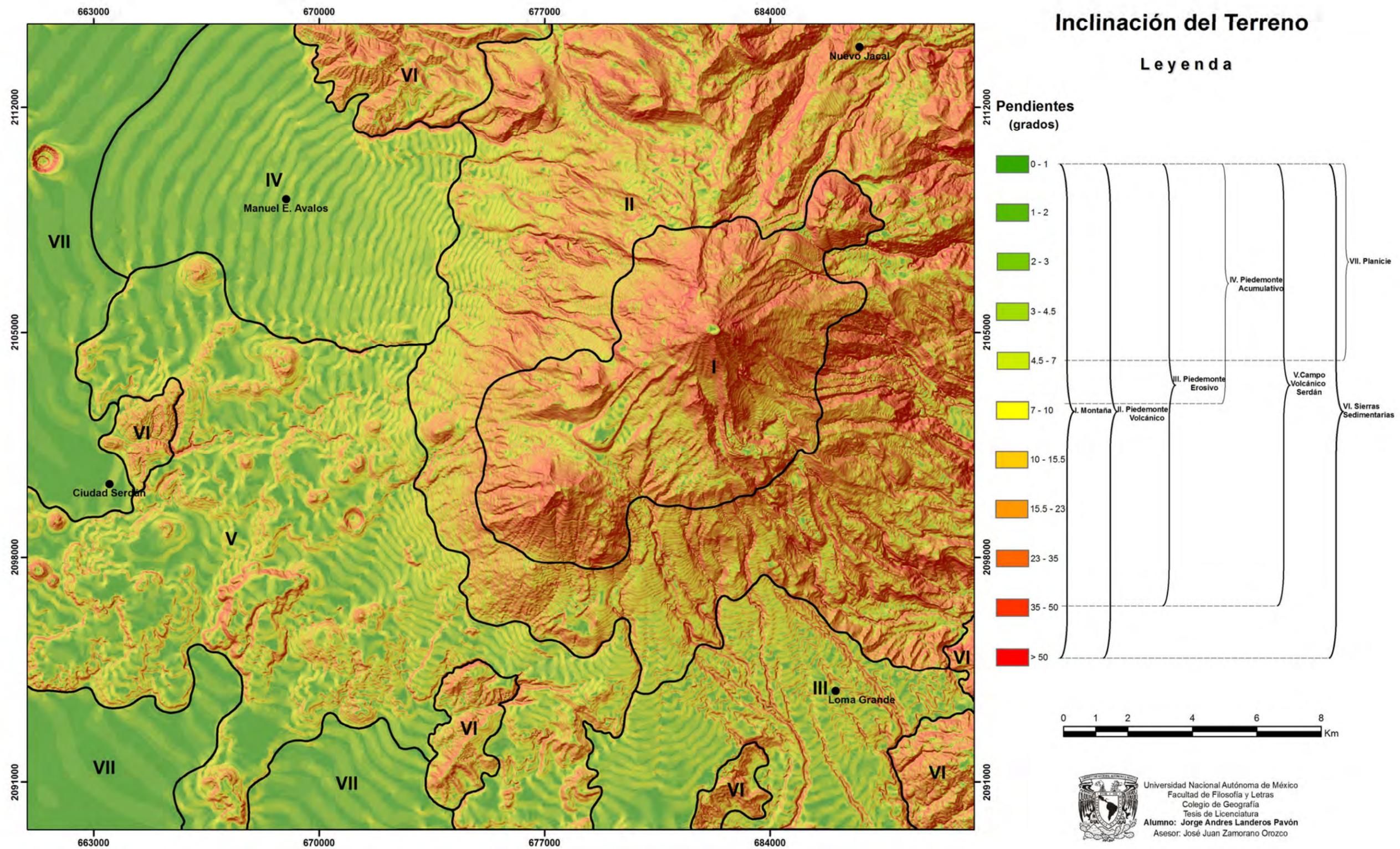


Figura 17. Mapa de inclinación del terreno y regiones geomorfológicas del complejo volcánico Citaltépétl.

## **Montaña**

Esta región, se caracteriza por pendientes heterogéneas, donde las laderas que exhibe varían en longitud, geometría y morfología; lo cual se relaciona con las formas y los procesos que actúan en la zona; como evidencia existen antiguos frentes de lava localizados al sur del volcán, que fueron modelados por la acción glaciaria y que están manteados por una potente capa de piroclastos, también se distinguen los relictos del Torrecillas y el desarrollo de algunos valles en *U*; en general, su distribución es entre los 10° hasta > 50° de inclinación.

Las pendientes > 35° representan paredes abruptas, las cuales se relacionan con los flancos volcánicos del Citlaltepétl, Sierra Negra, domos Chichimeco y el Cerro Colorado. Hay que mencionar que a partir de esta inclinación se hicieron más evidentes los frentes de lava asociados al cono principal, los relictos de las antiguas estructuras volcánicas (Torrecillas y Espolón de Oro); así como los circos glaciares y las morrenas.

## **Piedemonte Volcánico (PV)**

Se trata de una superficie con inclinaciones que van desde los 5° hasta > 50°; esta variación se relaciona con la heterogeneidad de las geometrías y las morfologías que existen en esta región. Los valores más bajos (< 10°) son característicos de las partes más altas de los flujos de lava, superficies que han sido manteadas por una capa de piroclastos que ha suavizado su morfología, hecho que promueve una geometría convexa – ligeramente inclinada. Este índice es frecuente en algunos valles glaciares que presentan un fondo subhorizontal.

Las pendientes entre 16° y 23° se relacionan con frentes de lava, estructuras volcánicas recientes y barrancos poco profundos que se han desarrollado entre ellas, también los hay los que inciden directamente sobre las cubiertas piroclásticas de potente espesor. Las pendientes > 23° se vinculan con morfologías producto de la erosión glaciaria (valles, laderas abruptas, cuerdas y crestas) ubicadas en la porción NNE de la zona de estudio. Además, este valor se puede encontrar en las cabeceras fluviales localizadas al E del Citlaltepétl.

### **Piedemonte Erosivo (PE)**

Se trata de una superficie ligeramente inclinada con pendientes que van desde los 2° hasta los 10°; esta unidad se encuentra disectada por un drenaje denso y poco profundo, que desmantela antiguos depósitos piroclásticos a partir de un diseño fluvial sub-paralelo. La región se localiza al SE de la zona de estudio y se asocia a las diferentes etapas de construcción-destrucción del Citlaltépetl.

### **Piedemonte Acumulativo (PA)**

Se trata de una rampa ligeramente inclinada con valores < 7° de inclinación, la homogeneidad de esta superficie, se debe a la acumulación de diversos detritos volcánicos acarreados por ríos y depositados a manera de abanicos. En esta unidad, predomina la deposición sobre la erosión, hecho que favorece el desarrollo de una pendiente suave lo que no permite que se establezca una red fluvial continua.

### **Campo Monogenético Serdán-Oriental**

Esta región se localiza al SW del Citlaltépetl y se caracteriza por la heterogeneidad en geometrías y morfologías, evidencia de ello, es la existencia de un rango amplio de inclinación del terreno (1° - 35°). En este sentido, los valores < 10°, se vinculan con superficies de los flujos de lava que fueron manteados por piroclastos en un pasado.

Las pendientes de 35° se relacionan con los conos cineríticos, estructura que predomina en esta región y que presentan variadas morfologías. En este rango también se incluyen los productos asociados a este tipo de relieve (frentes de lava y sobreposición de flujos).

### **Sierras Sedimentarias**

Se trata de promontorios montañosos aislados (calizas) que presentan una alta disección fluvial en sus flancos; su inclinación varía entre 10° y 50°; hecho que tiene relación con el tiempo de exposición ante los procesos exógenos. En todos los casos presentan cubiertas en sus flancos por distintos tipos de materiales

volcánicos, característica que hace pensar en estructuras aisladas, representan el basamento de toda esta región (Cretácico).

## **Planicie**

Esta unidad, se localiza en el extremo occidental de la zona de estudio, representa el nivel base de la región y se conoce como cuenca de Oriental. Esta superficie es compleja en su origen, se ha formado por la deposición alternada de detritos volcánicos, lacustres y de acarreo fluvial. Esta característica hace que su morfología sea una superficie subhorizontal, con una inclinación que no es mayor a 3°.

### **3.3. Densidad de la Disección**

El objetivo de este documento consiste en cuantificar la acción erosivo-fluvial que generan los ríos sobre la superficie donde se desplazan, la medición se hace en áreas de 1 Km<sup>2</sup>. De esta forma se hace evidente las zonas donde el sustrato es impermeable y es más competente a la erosión (Lugo, 1988).

En este contexto, uno de los factores que condicionan la presencia de las corrientes fluviales sobre el Citlaltépetl es el clima, en particular la precipitación estacional (450-1200 mm al año) y extraordinaria (ciclónica) que tienen desarrollo entre los meses de junio, octubre y mediados de noviembre (Ostos, 2004; INEGI, 2018).

El Pico de Orizaba es parte de un conjunto montañoso que sirve de límite entre el Altiplano Central y la Planicie Costera del Golfo. Este hecho, impide la entrada de los vientos húmedos al continente, lo que provoca el desarrollo de importantes escurrimientos en el sector oriental y suroriental del volcán (Rodríguez *et al.*, 2006).

Otros aspectos que condicionan la existencia de ríos en la zona de estudio es la ablación del hielo cumbral, la inclinación del terreno, los contactos geológico-geomorfológicos, así como la presencia de estructuras disyuntivas (fallas, fracturas y grietas).

El punto de partida para la elaboración de la cartografía, inicio con el trazo de las corrientes fluviales sobre una base topográfica (1: 25 000); una vez marcadas, fueron capturadas en un SIG (ArcGis v. 10.7) con el fin de facilitar la medición de su

longitud en áreas de 1 Km<sup>2</sup>. Los valores obtenidos se interpolaron mediante la herramienta *Natural Neighbor*; de esta manera, se obtuvieron tres mapas que representaban rangos de densidad distintos (6, 7 y 9). El análisis de cada uno de ellos, permitió elegir el primero, el cual, agrupaba los datos en 6 clases, esta decisión se tomó debido a que la distribución, reflejaba la relación entre la morfología y los escurrimientos de manera real (Fig. 18).

Los valores de densidad de la disección se han dividido en tres grupos, con la finalidad de facilitar su interpretación, de esta manera, se consideran bajos, el rango que varía de 0 a 3.5 km/km<sup>2</sup>; medios de 3.5 a 6.5 km/km<sup>2</sup> y altos de 6.5 a 12 km/km<sup>2</sup>.

## **I. Montaña**

En general, esta región presenta toda la secuencia de valores de densidad (2 y 12 km/km<sup>2</sup>), hecho que tiene relación con una heterogeneidad litológica con distintos grados de compactación y un complejo arreglo estructural de los materiales que constituyen este sector.

Los valores altos (6.5 – 12 km/km<sup>2</sup>), ocupan tres áreas significativas; la primera, se localiza sobre la ladera WNW y se caracteriza por superficies modeladas por acción glaciaria; mientras que la segunda (WSW), se vincula con la deglaciación de antiguas masas de hielo que cubrieron este territorio. Por su parte, los datos de la vertiente oriental se asocian con la entrada de los vientos húmedos del golfo al continente, lo que ha permitido el desarrollo de importantes cabeceras fluviales de los ríos como son Jamapa, Seca, Ojo Salado y el Candelero.

Los valores intermedios en la zona de montaña (3.5 a 6.5 km/km<sup>2</sup>), se disponen sobre las laderas medias y la porción cumbral del volcán Citlaltépetl, si bien en estos terrenos, la pendiente y los materiales pueden favorecer el desarrollo de cauces no sucede así, ya que, los valles han sido cubiertos por potentes capas de piroclastos en los últimos periodos eruptivos que presento el Pico de Orizaba.

Los valores bajos en la zona montañosa (2-3.5 km/km<sup>2</sup>), son un indicador de morfologías bien conservadas y de edad reciente. En la ladera SW del volcán

Sobre las laderas bajas de la principal estructura volcánica y de los edificios asociados, este rango de valores, se presenta de manera discontinua y marca el límite de las caídas piroclásticas. La espacialidad alternada, a manera de *manchones*; se vincula con los cambios de la dirección del viento y por tanto de la distribución de las caídas en los últimos periodos de actividad del volcán, estas ocupan el sector proximal del piedemonte acumulativo.

La mayor distribución de estos índices, se localizan en el sector W y S de la zona de estudio y corresponden a rampas acumulativas (piedemontes) y planicies lacustres que están interrumpidas por campos monogenéticos recientes en donde destacan numerosos maares, anillos de toba, calderas y conos de escoria. El carácter explosivo de las estructuras mencionadas contribuyó en el relleno de morfologías erosivo-fluviales poco profundas (surcos, cárcavas y barrancos).

## **II. Piedemonte Volcánico (PV)**

Los valores altos en el PV (8-12 Km-Km<sup>2</sup>), se disponen de manera heterogénea sobre las vertientes E y W. En este sentido, los que se localizan en el sector oriental, son mayores en superficie, debido al efecto conocido como *sombra orográfica*, en el cual, el sistema montañoso Cofre de Perote-Pico de Orizaba, representa una barrera ante la entrada de los vientos húmedos del Golfo, lo que ocasiona que estos se condensen y permitan el desarrollo de densas y estructuradas redes de drenaje en el oriente, definiendo las cuencas altas de ríos importantes (Seca, Cardosanto, Candelero, Jamapa y el Minero). Esto explica la alta densidad de disección que presenta este territorio.

Con respecto al sector occidental del PV, estas condiciones son todo lo contrario, ya que los vientos que logran atravesar la barrera orográfica, son cálidos y de poca humedad (*efecto Foeng*); características que no promueven un buen desarrollo fluvial; más, sin embargo, las áreas con mayor densidad de afluentes se localizan al W y al SW de la Sierra Negra. En el primer caso, el origen de los cauces se asocia al deshielo de los mantos glaciares y en el segundo, a la existencia de glaciares en épocas pasadas recientes.

Aunado a este hecho, también influyen otros aspectos importantes como son el arreglo estructural de la región (fallas, fracturas, lineamientos y contactos geológico-geomorfológicos) y la heterogeneidad litológica entre los sustratos.

El PV también presenta valores bajos (2 y 3.5 Km/Km<sup>2</sup>), mismos que se relacionan con el sector distal de esta estructura, en donde la inclinación del terreno disminuye (< 7°) e inicia una nueva región geomorfológica. La explicación a la distribución heterogénea (*manchones*) de los valores de densidad de la disección, se vincula con la caída de piroclastos condicionada por la dirección preferencial del viento en el momento del periodo eruptivo.

### **III. Piedemonte Erosivo (PE)**

Se localiza al SE de la zona estudio, los valores de densidad de la disección varían entre los 2 y 6.5 km/km<sup>2</sup>; la explicación de estos índices tiene relación con la presencia de coladas de lava sepultadas de manera parcial por potentes cubiertas piroclásticas; este tipo de materiales, se vinculan a antiguos episodios eruptivos (Hoskuldsson, 1992). En donde, la distribución de los mantos piroclásticos en una dirección preferencial (S-SE), hace pensar que su espacialidad tiene que ver con la dirección de los vientos dominantes durante la actividad volcánica.

La morfología en este sector condiciona la existencia de un drenaje poco integrado y de una profundidad que no supera los 30 m, del mismo modo, la presencia de una rampa piroclástica homogénea en inclinación (< 10°) y sin resaltes topográficos significativos favorece la existencia de un drenaje sub-paralelo y por tanto un índice morfométrico intermedio.

### **IV. Piedemonte Acumulativo (PA)**

Esta estructura se localiza al NW de la zona de estudio, presenta valores de densidad de disección que varían de 2 km/km<sup>2</sup> a 6.5 km/km<sup>2</sup>. El origen de esta estructura es la acumulación de acarreo detrítico (proluviones), que se intercalan en su porción proximal con cubiertas piroclásticas fechadas entre los 4660 y 4060 AP.

La presencia de valores bajos, está condicionada por una morfología homogénea, se trata de una rampa ligeramente inclinada ( $< 7^\circ$ ), que no favorece el desarrollo de cauces por localizarse en las cercanías del nivel de base local (Cuenca de Oriental); Estas características explican la ausencia de sistemas fluviales densos y profundos.

## **V. Campo Monogenético Serdán-Oriental**

Esta unidad forma parte del campo monogenético del mismo nombre y se localiza al WSW del área de estudio. En él tienen desarrollo morfologías volcánicas complejas, entre las que se reconocen maares, anillos de toba, conos de escoria, flujos y frentes de lava. Los ríos característicos de esta región son cárcavas y barrancos que se han desarrollado sobre líneas de debilidad (fallas) y contactos geomorfológicos, es decir, en las fronteras de diferentes coladas de lava. En general, se puede afirmar que la juventud de los materiales que integran esta zona no ha permitido una buena integración de la red de drenaje; evidencia de esto, es una distribución heterogénea en los índices de densidad de la disección, los cuales, varían entre los 2 km/km<sup>2</sup> y 12 km/km<sup>2</sup>. Los últimos valores, están relacionados crestas sedimentarias (calizas y dolomías), los afloramientos tienen áreas pequeñas y están manteadas por una capa de piroclastos angosta.

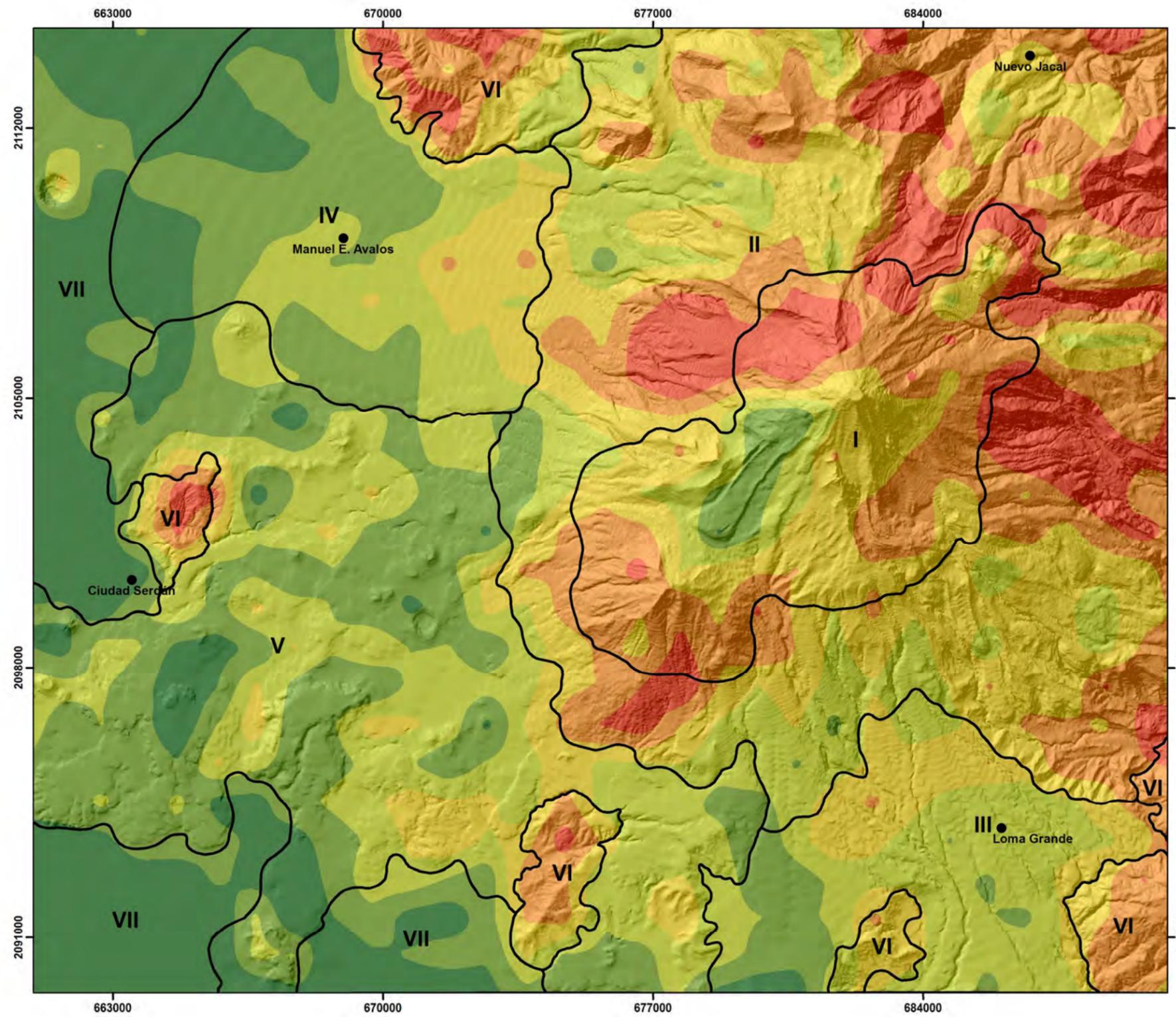
## **VI. Sierras Sedimentarias.**

Están constituidas por rocas calizas y dolomías plegadas y *afalladas* que se asocian con la Sierra Madre Oriental y de edad cretácica. La disección fluvial es alta, lo que indica una competencia a la erosión de este tipo de sustratos (5 y 12 Km/Km<sup>2</sup>).

## **VII. Planicie**

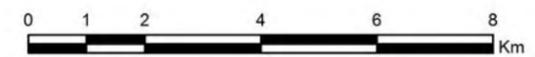
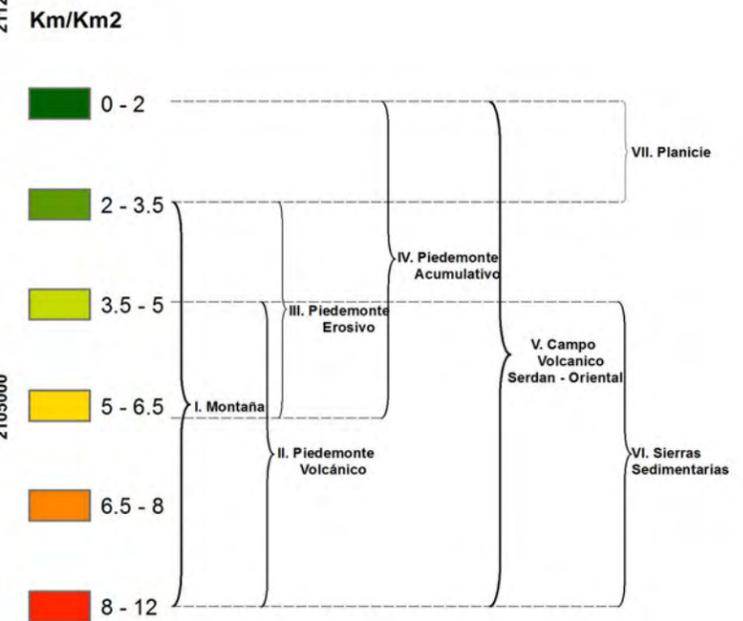
Es una superficie subhorizontal, ondulada-escalonada en algunos sectores y ligeramente inclinada; es la porción más deprimida y representa el nivel base local de la zona de estudio. Su origen está vinculado con la actividad volcánica, que al acumular grandes depósitos de lava y piroclastos formaron una represa natural que obstruyó los cauces principales, de esta manera, se acumularon aluviones, proluviones, sedimentos lacustres, todos ellos, intercalados con variados detritos volcánicos, algunos de ellos, provenientes de edificios volcánicos emplazados

dentro de la planicie y que quedaron parcialmente sepultados (sedimentos lacustres y eólicos), la densidad de la disección no es representativa y se considera baja, los valores que aparecen en ella son de 2 km/km<sup>2</sup> a 3.5 km/km<sup>2</sup>.



### Densidad de la Disección

#### Legenda



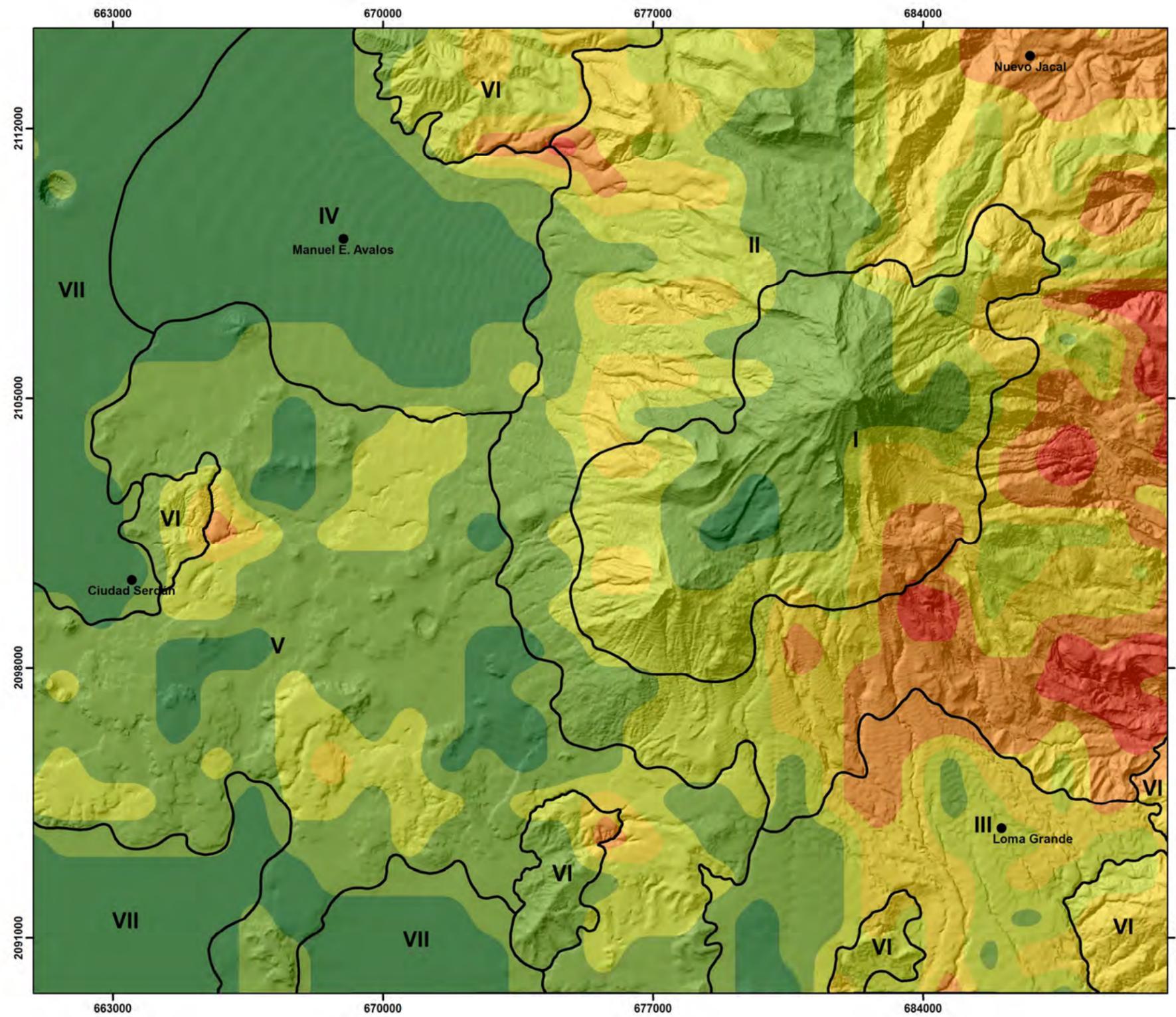
Universidad Nacional Autónoma de México  
 Facultad de Filosofía y Letras  
 Colegio de Geografía  
 Tesis de Licenciatura  
 Alumno: Landeros Pavón Jorge Andres  
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 18. Mapa de Densidad de la Disección.

### **3.4. Profundidad de la Disección**

Esta cartografía hace evidente la erosión fluvial en la vertical en un territorio determinado, los factores que favorecen este proceso son la presencia de estructuras disyuntivas, los contactos geológico-geomorfológicos y por último condiciones climáticas que favorezcan la existencia de ríos permanentes.

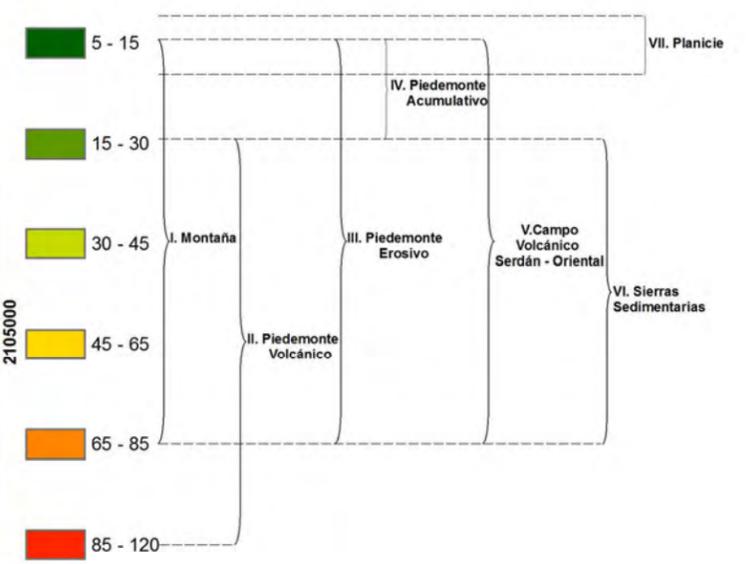
El método para elaborar este tipo de cartografía, inicia con la medición de la distancia que existe entre el talweg y la ruptura de pendiente más cercana al interior del valle (Zamorano, 1990). El proceso consiste en capturar los valores de profundidad, en una área de 1 Km<sup>2</sup> sobre un mapa topográfico (1:25 000). Una vez concluido este proceso los datos se interpolaron mediante la herramienta *Natural Neighbor* (SIG: ArcGis v. 10.7). De esta manera se obtuvieron tres mapas, cada uno, con diferentes rangos (6, 7 y 9) y de acuerdo con un criterio geomorfológico, se eligió el de 6 clases, ya que reflejaba de manera clara las condiciones morfológicas del relieve (Fig. 19).



## Profundidad de la Disección

### Leyenda

m/Km2



Universidad Nacional Autónoma de México  
 Facultad de Filosofía y Letras  
 Colegio de Geografía  
 Tesis de Licenciatura  
 Alumno: Jorge Andrés Landeros Pavón  
 Asesor: José Juan Zamorano Orozco

Figura 19. Mapa de Profundidad de la Disección.

## **I. Montaña**

En esta zona los valores de profundidad se distribuyen de 5 m a 65 m; esta amplitud en los índices, se vincula con la existencia de mantos glaciares que suavizaron la morfología de las laderas superiores del volcán, en este proceso los detritos glaciares rellenaron o colmataron cárcavas y barrancos. Por otro lado, la edad del relieve juega un papel importante en el proceso erosivo fluvial, al tratarse de forma recientes, los escurrimientos no han tenido tiempo de establecer valles profundos; por último, hay que mencionar que la existencia del permafrost en estos terrenos, impide el desarrollo de los ríos en la vertical.

En este sentido, los valores altos (65m - 85m), se disponen sobre la vertiente SE del volcán y se caracterizan por representar pequeñas áreas; estos, se vinculan al contacto geomorfológico que existe entre antiguas coladas de lava asociadas al Espolón de Oro y flujos recientes del Pico de Orizaba.

Los valores medios (30m - 65m) se localizan de manera desigual sobre la vertiente Oriental y Occidental del volcán; en la primera, la profundidad de la disección es mayor, hecho, que se vincula con la heterogeneidad litológica del sustrato y con las condiciones de humedad que causa la entrada de los vientos provenientes del Golfo; mientras que en la ladera occidental, los contactos geomorfológicos que existen entre los flujos de lava, permiten la adecuada incidencia de los ríos.

Los valores bajos se consideran entre 5 y 30 m, se relacionan con densas coberturas piroclástica que cubrieron esta superficie en los últimos eventos explosivos del Pico de Orizaba, los cuales sepultaron cualquier tipo de forma erosiva fluvial. También existe la posibilidad de resistencia al proceso incisivo de los cauces, por tratarse de superficies piroclásticas fuertemente compactadas; no se descarta la influencia del permafrost como factor inhibidor de los procesos erosivo-fluviales.

## **II. Piedemonte Volcánico (PV)**

Los índices de profundidad de la disección en esta unidad, varían entre los 15 y 120 m; su distribución es distinta en las laderas E y W del volcán. En este sentido, los valores

altos (65 m– 120 m), ubicados sobre la vertiente oriental del Pico de Orizaba, se explican a través de la *Sombra Orográfica* (fenómeno explicado en el mapa anterior). La lluvia generada por esta dinámica, en interacción con los planos de debilidad estructural (fallas y fracturas) favorece el desarrollo erosivo vertical de los ríos.

Los valores medios, varían entre 30 y 65 m de profundidad, se distribuyen de manera heterogénea sobre ambas laderas del volcán; este hecho, tiene relación con contactos geomorfológicos y estructuras disyuntivas. La dinámica erosivo-glaciar, contribuyo en el desarrollo de valles profundos en los terrenos proximales a la zona de montaña.

Los índices que se consideran bajos (15 y 30 m) se disponen en los terrenos distales del piedemonte volcánico. En este caso la fuerza erosivo-fluvial se ve atenuada por la cercanía del nivel base local (Cuenca Oriental).

### **III. Piedemonte Erosivo (PE)**

Los valores de profundidad en esta región van desde los 5 y 85 m, los índices más altos (65 m- 85 m), se localizan en el sector proximal en la frontera con el PV. En este sector, la inclinación del terreno es  $<10^\circ$  y la explicación de que existan valles profundos se vincula con los contactos geomorfológicos entre coladas de lava, que inicialmente fueron cubiertas por piroclastos y en la actualidad presentan un proceso erosivo activo, que está desmantelando antiguos valles.

Los valores medios (30m – 65 m), se distribuyen sobre la porción oriental de la zona en cuestión, en este sector la inclinación del terreno es  $< 7^\circ$  y el sustrato sigue siendo detrítico de origen volcánico poco consolidado, por lo que favorece el adecuado desarrollo de barrancos y cárcavas.

Los valores bajos entre 5 y 30 m de profundidad, se distribuyen de manera homogénea sobre la porción occidental de la unidad y forman parte de las planicies lacustres de la cuenca oriental, que, al ser un nivel de base local, los ríos pierden su capacidad erosiva para presentar una dinámica acumulativa.

#### **IV. Piedemonte Acumulativo (PA)**

Se localiza en la porción NW de la zona de estudio, los valores en este territorio se consideran bajos (5m - 30 m); hecho que tiene relación con una morfología homogénea en inclinación ( $< 7^\circ$ ), textura de materiales (arenas finas, limos y arcillas) y edad; este aspecto se vincula con el cierre de la Cuenca de Oriental por materiales volcánicos emplazados en el cuaternario.

La cercanía del PA con la porción más deprimida de la Cuenca de Oriental, no favorece el desarrollo de formas erosivas fluviales. Por último, hay que mencionar que es probable que esta unidad sea una extensión de la planicie lacustre, y al mismo tiempo represente el máximo nivel que alcanzó al agua.

#### **V. Campo Monogenético Serdán-Oriental**

Se localiza en la porción WSW, los índices de profundidad de la disección son heterogéneos (5 - 120 m). En este sentido, los valores altos (65 – 85 m), cubren áreas pequeñas y se asocian a los contactos geomorfológicos entre lavas y estructuras sedimentarias de edad cretácica (calizas y dolomías).

Los valores medios (30 – 65 m), se vinculan a la existencia de contactos geomorfológicos, es decir, límites entre distintas coladas de lava de una edad similar, en estas fronteras los ríos aprovechan la depresión existente para modelarla y seguir profundizando.

Los índices bajos (5 – 30 m), representan porciones de la planicie lacustre que quedaron aisladas y parcialmente cubiertas por los materiales volcánicos.

#### **VI. Sierras Sedimentarias**

Los valores son variados (15 - 85 m) y definen redes fluviales amplias y profundas; estas características no son compatibles en depósitos calcáreos, en donde, la permeabilidad del sustrato no permite el desarrollo de formas de erosión fluvial. La explicación de los valles profundos en esta unidad, responde a la existencia de potentes cubiertas piroclásticas que se han acumulado sobre estas estructuras desde las primeras manifestaciones volcánicas que ocurrieron en la región. En la actualidad, la erosión fluvial

desmantela los mantos detríticos que cubren estas sierras sedimentarias y desarrolla el relieve erosivo-fluvial que se observa.

## **VII. Planicie**

Esta forma de relieve representa el nivel base local de la zona de estudio, al ser la porción más deprimida favoreció la existencia de cuerpos de agua someros y las cárcavas que se observan dentro de este territorio, se formaron en la medida en que los lagos fueron vertiendo sus aguas a la porción central, en el *proceso de vaciado* de los lagos se formaron barrancos, cuya profundidad es menor a 15 m.

### **3.5. Energía del Relieve**

El objetivo de esta cartografía hace evidente la erosión potencial que existe en el relieve, a partir de su amplitud, es decir, la diferencia entre el punto más alto menos el más bajo, en una superficie de 1 Km<sup>2</sup> (Simonov, 1990). En este sentido las áreas con mayor amplitud reflejan una influencia tectónico-estructural mayor, y por tanto, su vínculo con los procesos fluvio-gravitacionales es de mayor importancia respecto a los terrenos donde la diferencia de altura no es contrastante (Lugo, 1988; Hernández, *et.al.*, 2017).

El método de elaboración, consiste en obtener el contraste altitudinal de una superficie determinada, para ello, se restó el valor mínimo del máximo en un área de 1 Km<sup>2</sup>. Los datos obtenidos, se interpolaron mediante un SIG (ArcGis v. 10.7) y con la herramienta *Natural Neighbor*. Lo que dio como resultado, 3 mapas con rangos que agrupaban los índices de energía de relieve en 3 rangos diferentes (6, 7 y 9). Con un criterio geomorfológico, se eligió el que agrupaba los datos en 6 clases, ya que reflejaba de manera clara las condiciones morfológicas del relieve (Fig. 20).

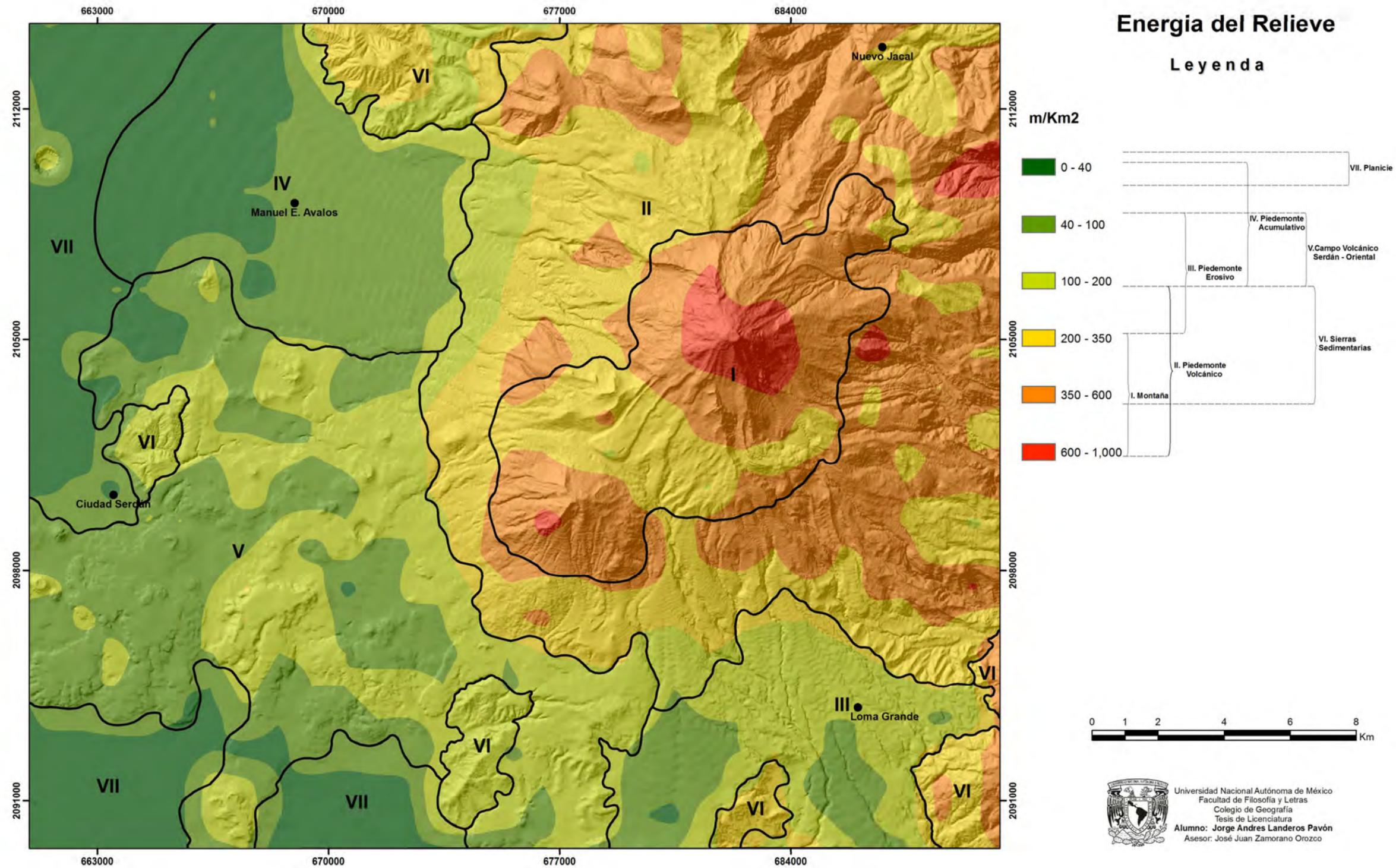


Figura 20. Mapa de Energía de Relieve.

## **I. Montaña**

En esta región, el desnivel altitudinal varía entre los 200 y 1000 m; estos índices se explican con el emplazamiento y sobreposición de estructuras volcánicas y el Citlaltepétl es la última de ellas, en este proceso se incluyen los materiales asociados. La erosión glaciaria, presente en este territorio es la responsable de excavar amplios y profundos circos y valles, lo que provoca la existencia de valores altos en este sector (350 – 1000 m).

Los valores entre 200 y 350 m, se disponen al SW de la cima del Citlaltepétl, corresponden con las laderas medias y se trata de coladas de lava de edad reciente y frentes escarpados. Por otro lado, el comportamiento de estos índices, se asocia, a la dinámica erosivo-fluvial, que ocupó valles amplios y profundos originados por la actividad de los hielos en el último máximo glaciario.

## **II. Piedemonte Volcánico (PV)**

Los índices de energía de relieve, varían entre los 100 y 1000 m; su distribución es diferente en las laderas E y W del Complejo Volcánico Citlaltepétl. En este sentido, los valores altos (350 – 1000 m), se disponen sobre la vertiente oriental y se vinculan con la dinámica efusiva del CVC, así como, por la disección fluvial, que ha desmantelado este territorio y que ha dejado como evidencia valles amplios y profundos como los excavados por el río Cardosanto, Candelero y Seca (NE).

Los valores medios (100 – 350 m), se ubican sobre la ladera occidental del CVC y se relacionan con escarpes asociados a coladas de lava y laderas fluviales profundas que se encuentran parcialmente cubiertas por mantos piroclásticos; así como, por depósitos de acarreo fluvial en el sector más distal de esta unidad.

## **III. Piedemonte Erosivo (PE)**

Los valores de energía de relieve en esta unidad son < 200 m y las diferencias de altura, se explican a partir de la remoción de productos piroclásticos por la acción fluvial. Este proceso, se lleva a cabo sobre depósitos poco consolidados que favorecen la existencia

de contrastes de altura atribuidos al trabajo erosivo de los ríos. Resta mencionar que los valores < 100 m, se localizan en dos sectores, que muy probablemente corresponde a las emisiones piroclásticas más tardías, que nivelaron el terreno, en el sector W de esta unidad y de manera parcial en el sector E.

#### **IV. Piedemonte Acumulativo (PA)**

En esta región, los valores de energía de relieve, se distribuyen de manera heterogénea y no superan los 200 m; hecho que se vincula con una inclinación de terreno <10° y que disminuye de manera gradual (< 5°) en dirección a la planicie (nivel de base local). Características que hacen evidente la relación que existe entre la morfología (rampa acumulativa) y el potencial erosivo. Hay que mencionar, que esta unidad se formó a partir de una sobreposición de abanicos proluviales, hecho que observamos en la configuración de las curvas de nivel (convexidad a favor de la pendiente) y en el patrón de drenaje de los escasos escurrimientos que existen (dicotómico-subparalelo).

#### **V. Campo Monogenético Serdán-Oriental**

Los índices de energía del relieve, no son representativos (< 200 m) y no tienen un arreglo aparente, características que están condicionadas por un relieve volcánico explosivo-efusivo, que ha desarrollado formas menores del relieve volcánico (conos de escoria, coladas de lava, etc.) que no superan alturas mayores a 200 m. Por otra parte, las coberturas piroclásticas, se encargaron de disimular este territorio, no favoreciendo el potencial erosivo de los procesos exógenos.

#### **VI. Sierras Sedimentarias**

El desnivel altitudinal varía entre los 100 y 600 m de amplitud e inclinación <45°. Los afloramientos que existen en la zona de estudio, en todos los casos corresponden a crestas de calizas que se encuentran parcialmente cubiertas por depósitos lacustres-proluviales, lavas y diversos tipos de piroclastos; este hecho, hace que los desniveles estén relacionados al acomodo de la estructura sedimentaria que sobresale como promontorios aislados tanto al norte como al sur de la zona de estudio.

## **VII. Planicie**

El carácter genético y morfológico de este tipo de superficies, no es compatible con este método de análisis morfométrico. Ya que, los desniveles que existen dentro de estos territorios, se asocian a un bajo proceso erosivo-fluvial, que se ve representado por cárcavas < 15 m de profundidad. Por su parte, en la planicie de la porción occidental, la actividad volcánico-explosiva del cuaternario, dejó como evidencia una estructura de maar, donde su energía de relieve es < 200 m.

### **3.6. Zonificación de Procesos Exógenos**

Este documento tiene por objetivo, hacer evidente la relación que existe entre la génesis, dinámica y evolución del relieve; en este sentido, su análisis es resultado de la sobreposición de tres de las cinco variables morfométricas: densidad-profundidad de la disección y energía de relieve.

En esta cartografía se clasificaron los índices morfométricos en tres grupos que se denominaron como altos, medios y bajos. De esta manera, se facilitó la sobreposición e interpretación espacial de los datos, usando la herramienta *Unión*, del SIG ArcGis v.10.7 (Fig. 21).

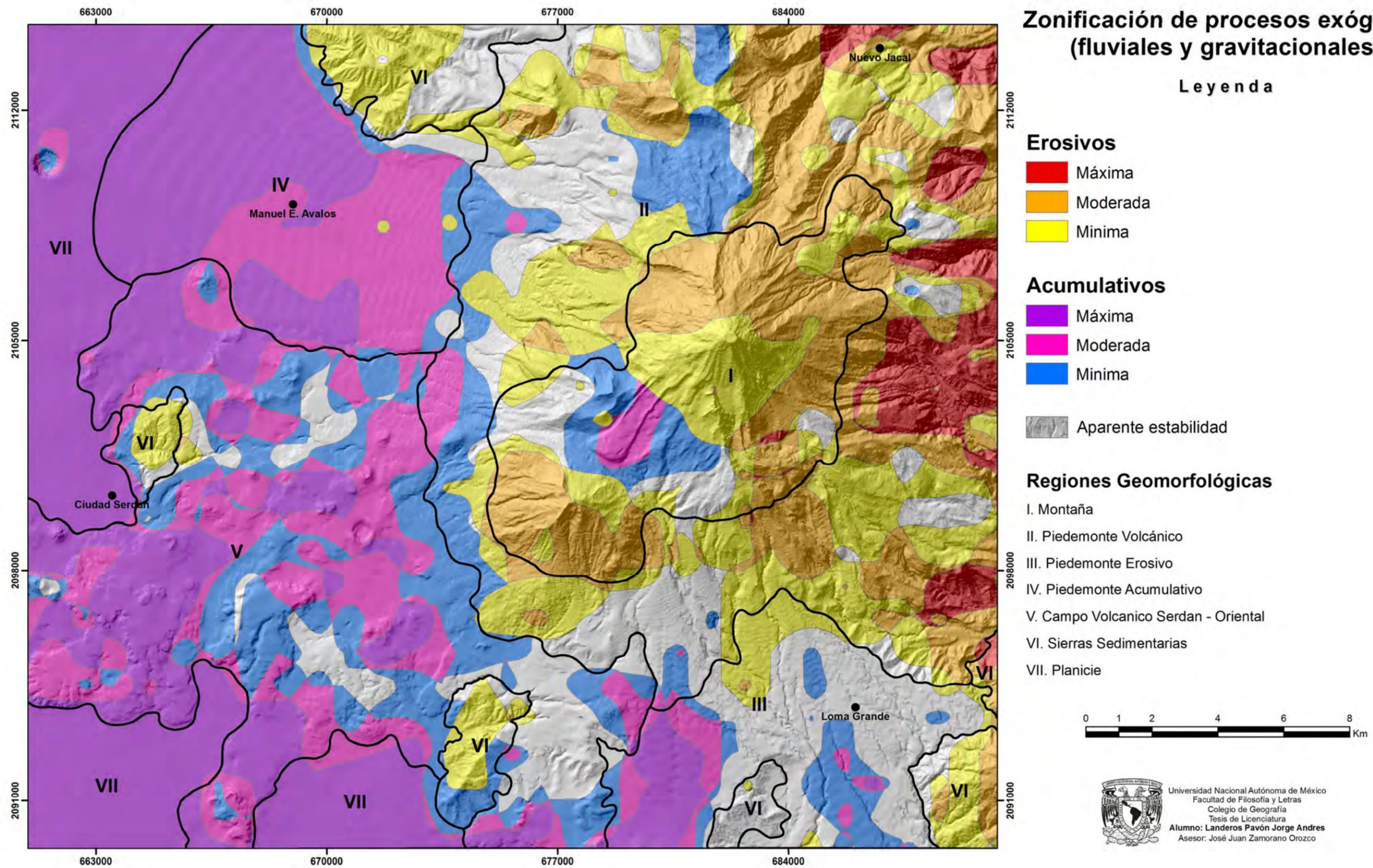


Figura 21. Zonificación de Procesos Exógenos por Métodos Indirectos.

En este mapa la intensidad de los procesos exógenos se hace evidente a partir de tonos *cálidos* y *fríos*, de esta manera es posible analizar su ocurrencia y su relación con el relieve. Los valores máximos representan la dinámica erosiva (fluvio-gravitacional) que existe en el volcán Citlaltepétl y en sus zonas adyacentes. Los segundos, se vinculan con valores mínimos y se asocian con la acumulación.

### **Valores Máximos-erosivos**

Las áreas que forman parte de este rubro, representan terrenos abruptos con un sustrato competente a la erosión y con densas redes de estructuras disyuntivas, a todo lo anterior, se suma el efecto de sombra orográfica, lo que favorece la concentración de precipitación en todo el flanco oriental de la zona de estudio. Las condiciones descritas se asocian con una intensa erosión fluvial y gravitacional, este hecho se observa en la existencia de cabeceras y profundos valles de los ríos Seca, Cardosanto, Candelero y Ojo Salado.

En esta zona las redes fluviales son densas, bien integradas y con diseños dendríticos, hecho que se asocia al tiempo de exposición que ha tenido el modelado pluvio-fluvial, sobre el terreno. Esta característica se vincula con la edad del relieve; es decir, > densidad de cauces; > tiempo de exposición y por lo tanto una edad > del relieve.

### **Valores Medios-erosivos**

Este rubro hace evidente un terreno en donde la morfología no es abrupta como en el grupo anterior, en este caso, se observa que los agentes modeladores tienen una espacialidad bien definida; los de tipo fluvio-gravitacional se localizan en las laderas medias-bajas del Complejo Volcánico Citlaltepétl (CVC). Los asociados con una dinámica fluvio-glaciár, se ubican en el sector más distal de las laderas altas en donde la remoción de materiales depende del deshielo de los glaciares localizados en un nivel altitudinal mayor; por último, el modelado glaciár se presenta en la porción cumbral y se caracteriza por desprendimientos asociados a la gelifracción y al acarreo fluvial de los depósitos morrenicos, sobre todo en las laderas norte y noreste.

### **Valores bajos-erosivos**

Su espacialidad es heterogénea y su presencia se asocia a superficies en donde la inclinación va disminuyendo en la medida en que el nivel base, está cerca (Cuenca de Oriental). Otro factor que condiciona la existencia de estos índices son los sustratos recientes (Campo Volcánico Serdán-Oriental), como coladas de lava y depósitos piroclásticos de gran espesor, compactados y que condicionan el poder erosivo fluvial.

### **Valores Máximos-Acumulativos**

Son característicos del sector Occidental de la zona de estudio, con morfologías sub-horizontales (antiguas planicies lacustres) y terrenos ligeramente inclinados que corresponden al sector distal de rampas deposicionales ( $< 5^\circ$ ). Esta morfología favorece la acumulación sobre la erosión fluvial, hay que agregar que en estos territorios el aporte de humedad es mínimo, lo que hace que exista en la actualidad un ambiente semiárido el cual no tiene relación con el ambiente húmedo que favoreció la existencia de lagos en un pasado reciente.

### **Valores Medios-Acumulativos**

Se distribuyen en la porción media y proximal de las rampas deposicionales que bordean la superficie exlacustre de la Cuenca de Oriental. También hace evidentes regiones volcánicas recientes, en donde existe una erosión fluvial, en proceso de desarrollo, sobre superficies piroclásticas poco consolidadas.

### **Valores Bajos-erosivos**

Se localizan en el piedemonte y en el sector más distal de las laderas que integran el CVC, en estos terrenos la dinámica es deposicional, no obstante, es el sector, se presenta una erosión fluvial mínima, esto se explica por la existencia de una inclinación del terreno  $< 10^\circ$ , esta característica morfológica hace que su distribución sea heterogénea.

## **3.7. Perfiles Geomorfológicos Complejos**

Son un registro gráfico lineal que permiten analizar de manera conjunta las diferentes variables del relieve como son la geomorfología, la litología y la morfometría; este hecho, contribuye en la reconstrucción de la génesis, dinámica y evolución del territorio (Kostenko, 1975; Ortiz, 1990).

En primera instancia, se trazaron tres perfiles sobre los parteaguas más representativos de la zona de estudio; tomando como base un *Modelo Digital de Elevación (DEM)* con resolución de 20 m, a ello se le sumó la información geológica, la cual permitió conocer las características litológicas del relieve; así como las variables morfométricas y la zonificación de procesos exógenos.

### **Perfil A-A' (Fig. 22)**

Este transecto sigue una dirección SW-NE, en él se expresan de manera clara los rasgos topográficos más representativos del relieve. Las regiones geomorfológicas que componen este perfil son la Montaña, el Piedemonte Volcánico (PMV), el Campo Monogenético Serdán-Oriental, las Sierras Sedimentarias y la Planicie (Cuenca de Oriental). La interpretación de los perfiles se realiza tomando en cuenta las regiones geomorfológicas.

### **Montaña**

Los índices morfométricos más bajos se localizan sobre la ladera S del CVC; hecho que se asocia con los últimos episodios efusivos del Pico de Orizaba; Los valores altos ( $> 60 \text{ km/km}^2$ ), se ubican sobre los edificios de la Sierra Negra y el Complejo de Domos Chichimeco, los cuales presentan una edad  $> 16.5 \text{ Ka}$  y han favorecido el adecuado desarrollo e incisión de las corrientes fluviales.

### **Piedemonte Volcánico**

Bordea los extremos de la zona de montaña y se divide en dos unidades; la primera, se ha denominado NE, se caracteriza por presentar índices morfométricos heterogéneos; en este sentido, la densidad de disección es baja ( $< 80 \text{ km/km}^2$ ) y se vincula con la existencia

de sustratos recientes, que adoptan morfologías subhorizontales y que corresponden a los flujos lávicos de los Chichimecos.

Los valores de profundidad de la disección ( $> 60$  m) y la energía del relieve ( $< 600$  m) en este sector son altos, los primeros, corresponden a *falsos valles* que en realidad son contactos entre potentes coladas de lava que han dejado una geometría en V, para después ser ocupada por cauces efímeros.

Con respecto a la energía de relieve, las diferencias altitudinales están condicionadas por la acumulación de material ígneo (lavas y detritos). Los relieves que se asocian son frentes de lava, escarpes y falsos valles que se localizan entre coladas de lava de importante espesor. La actividad de los domos chichimecos, es la responsable de las condiciones descritas.

Piedemonte volcánico SW corresponde a un domo asociado al Complejo Volcánico Sierra Negra (CVS); los valores de densidad de la disección en esta unidad son altos ( $> 80$  km/km<sup>2</sup>), se vinculan con un relieve antiguo que ha favorecido la integración de sistemas fluviales. Los índices de profundidad de la disección son bajos ( $< 40$  m), corresponden a valles en proceso de desarrollo sobre sustratos impermeables y muy compactados. La energía de relieve  $> 600$  m, se explica por la sobreposición de lavas y piroclastos del CVS.

### **Campo Monogenético Serdán-Oriental**

Se localiza al SW del piedemonte volcánico y ocupa un sector mínimo en este transecto; al ser una formación reciente los índices morfométricos son bajos (densidad de la disección  $< 20$  km/km<sup>2</sup>; profundidad de la disección  $< 20$  m; energía de relieve  $< 200$  m), la morfología característica de este sector es de superficies ligeramente inclinadas, onduladas y subhorizontales.

### **Sierras Sedimentarias**

Son estructuras de origen cretácico (calizas), en ellas, los valores son altos (densidad de la disección  $> 60$  km/km<sup>2</sup>; profundidad de la disección  $> 50$  m), hecho que se vincula con

la existencia fallas por las cuales los ríos han excavado sus cauces. La energía de relieve es baja (< 200 m) y se explica por el manto piroclástico que ha sufrido el promontorio sedimentario en los últimos eventos explosivos del CVC.

### **Planicie**

Representa el nivel base local de Cuenca de Oriental, característica que tiene relación con superficies subhorizontales poco inclinadas que en la actualidad tienen desarrollo lagos someros.

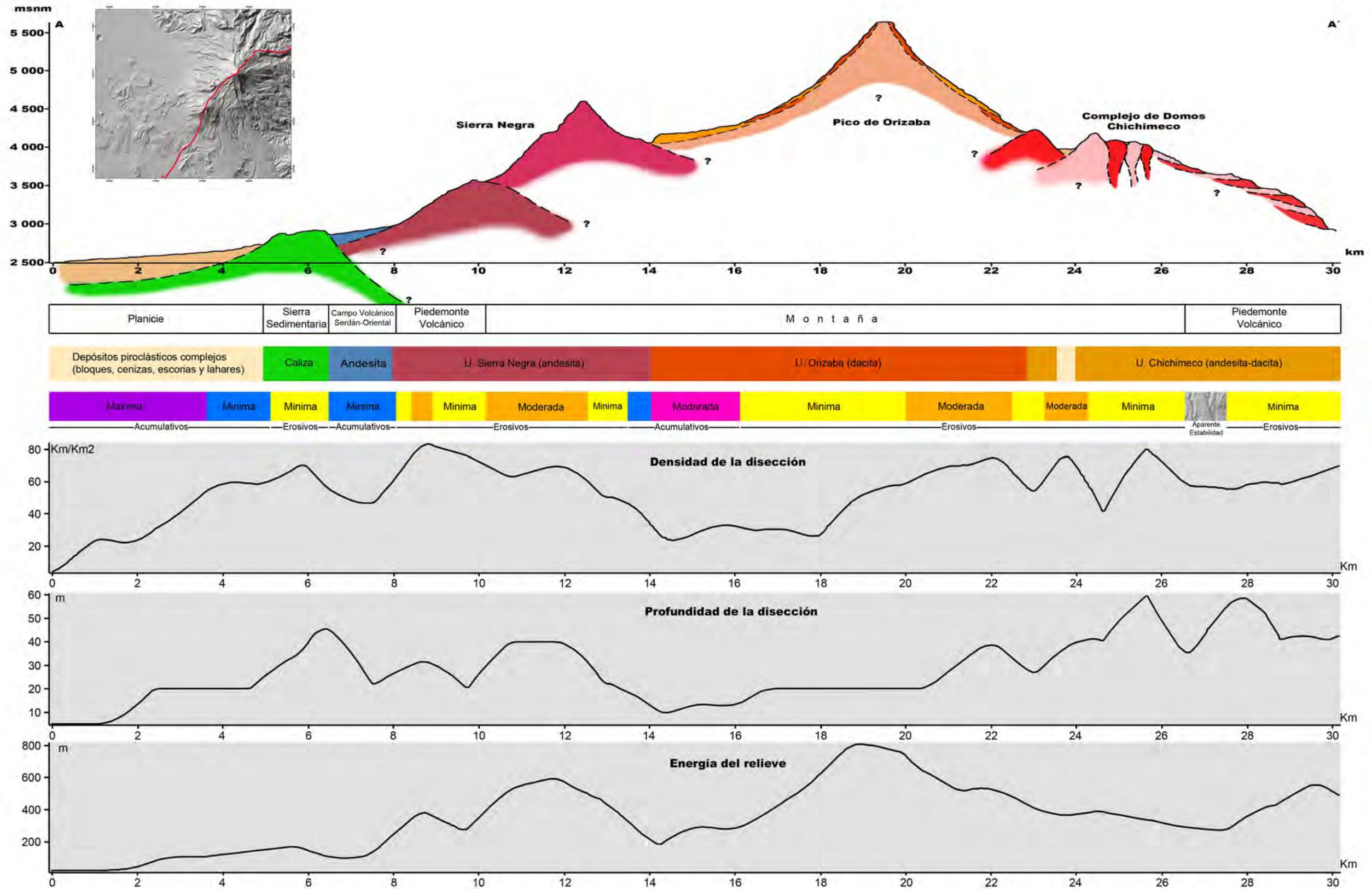


Figura 22. Perfil A-A'

### **Perfil B-B' (Fig.23)**

Este grafico es uno de los más representativos de la zona de estudio, sigue una orientación NNW-SSE y expresa la evolución del Complejo Volcánico Citlaltepétl durante sus eventos de construcción-destrucción. Las regiones geomorfológicas que componen este perfil son: Montaña, Piedemonte Volcánico (PMV), Piedemonte Erosivo (PE) y Sierras Sedimentarias.

#### **Montaña**

Las variables morfométricas son heterogéneas, en este caso, los valores de densidad de la disección  $> 8 \text{ km/km}^2$  y se consideran altos. Se localizan en la porción norte del CVC y se asocian al deshielo de los mantos glaciares cumbrales, los cauces en este sector son numerosos y poco profundos ( $< 30 \text{ m}$ ). Los valores bajos ( $< 7 \text{ km}$ ), se localizan en la porción S en el contacto entre el Citlaltepétl y el Torrecillas, la explicación está vinculada a la edad reciente del sustrato y al manto continuo de piroclastos en estas superficies que inhiben el desarrollo de cauces.

En el caso de la profundidad de la disección  $< 30 \text{ m}$  y se considera un índice bajo, hecho que se vincula con el desmantelamiento de los depósitos morrenicos localizados en el fondo de valles glaciares. La energía de relieve es alta ( $> 800 \text{ m}$ ), factor que se relaciona con la sobreposición de estructuras volcánicas como fue el caso de los antiguos edificios Torrecillas y Espolón de Oro; así como del Citlaltepétl.

#### **Piedemonte Volcánico**

Esta unidad se ha dividido en norte y sur, en la primera los valores de densidad de la disección son moderados  $< 7 \text{ km/km}^2$  y se vinculan al deshielo de mantos glaciares de la cumbre.

La profundidad de la disección se comporta de manera desigual, ya que en una porción sus datos son altos  $> 30 \text{ m}$  y se relacionan con los contactos geomorfológicos que existen entre las coladas de lava del volcán Sillatepec; mientras que los bajos ( $< 30 \text{ m}$ ), se asocian a la acción del retroceso glaciar. La energía de relieve es moderada ( $< 400 \text{ m}$ ),

aspecto que se vincula con la sobreposición de estructuras y el emplazamiento de material volcánico.

Con respecto al piedemonte volcánico de la porción S, los índices de densidad ( $< 7 \text{ km/km}^2$ ) y profundidad de la disección ( $> 90\text{m}$ ) son contrastantes, ya que en el primero la potente cubierta piroclástica que mantuvo este territorio no favoreció la adecuada integración de las corrientes fluviales, pero si su poder erosivo en la vertical al incidir en sustratos poco consolidados. Por su parte, el desnivel altitudinal en este territorio es  $< 400 \text{ m}$  y se asocia al emplazamiento de las antiguas coladas de lava del Torrecillas.

### **Piedemonte Erosivo**

Se caracteriza por una heterogeneidad en el comportamiento de sus variables morfométricas, hecho que se vincula con una morfología subhorizontal y de composición detrítica; en el caso de la densidad de la disección, los valores altos ( $> 6 \text{ km/km}^2$ ) se localizan en la porción proximal de esta rampa, mientras que los bajos ( $< 5 \text{ km/km}^2$ ), se distribuyen sobre la parte distal de la misma. En general la profundidad de la disección es moderada ( $> 30 \text{ m}$ ), característica que se relaciona con una superficie de poca inclinación y cercana al nivel de base local. Mientras que la energía de relieve en este territorio es baja ( $< 200 \text{ m}$ ) y está en función de los mismos factores.

### **Sierras Sedimentarias**

Se localizan en la porción SW, en general, presentan valores morfométricos altos, como respuesta a la combinación entre densas redes disyuntivas que favorecen la existencia de valles y potentes capas piroclásticas poco consolidadas que son desmanteladas por numerosos cauces.

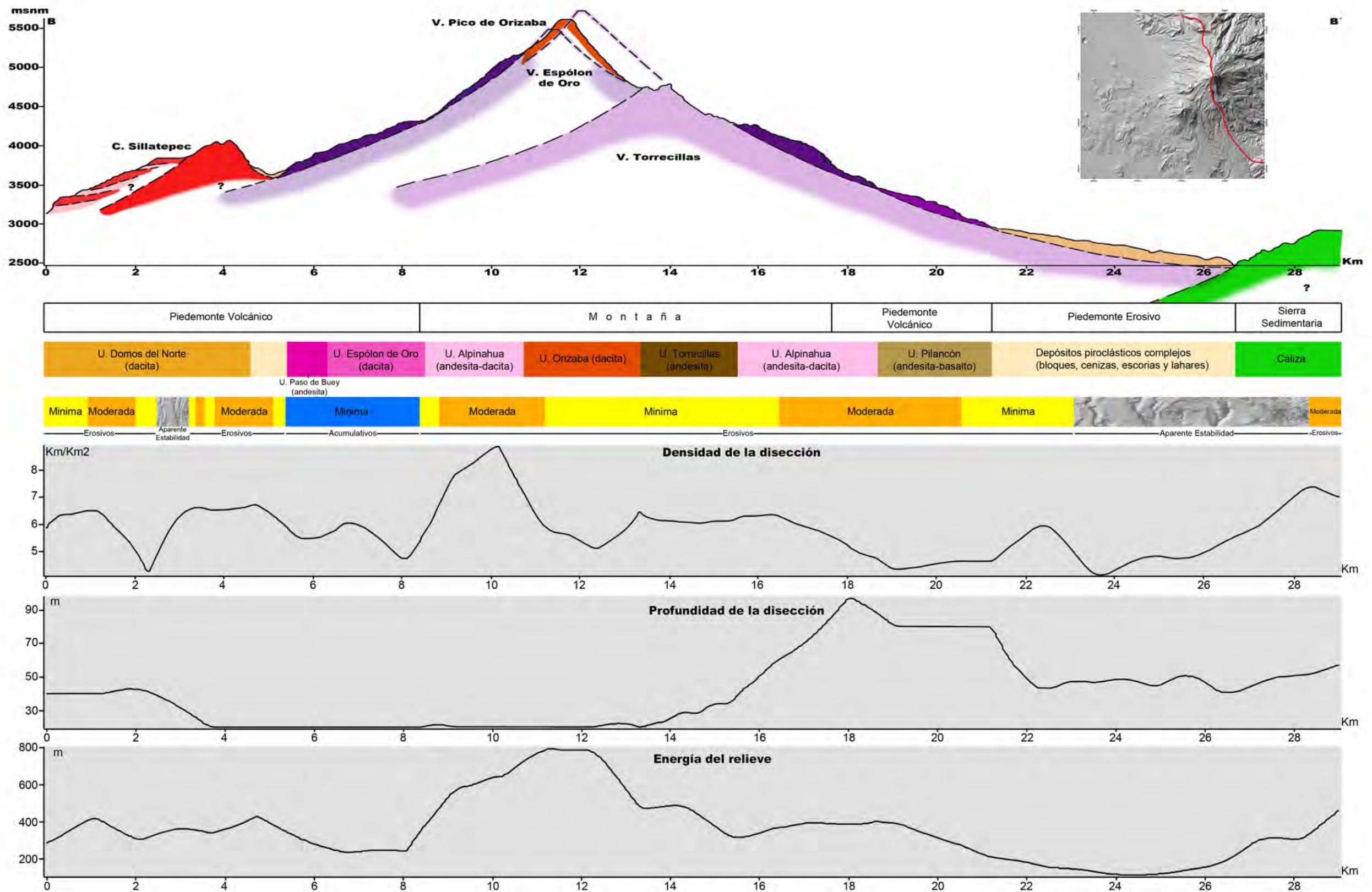


Figura 23. Perfil B-B'

### **Perfil C-C´ (Fig.24)**

La orientación es W-E y en él están representados los rasgos topográficos más importantes del relieve de la zona de estudio y las regiones geomorfológicas que integran este perfil son la Montaña, el Piedemonte Volcánico (PMV), el Piedemonte Acumulativo (PA) y la Planicie (Cuenca de Oriental).

#### **Montaña**

Los índices son heterogéneos, la densidad de la disección presenta valores altos ( $> 9 \text{ km/km}^2$ ), dispuestos en la vertiente W del CVC y se asocian al deshielo de los mantos glaciares que favorecen la existencia de numerosos cursos fluviales. En el sector cumbral también existen valores bajos ( $< 5 \text{ km/km}^2$ ), localizados en el flanco E, su existencia, se asocia a potentes coberturas piroclásticas recientes bien consolidadas que no han favorecido el desarrollo de cauces.

La profundidad de la disección en esta zona es  $< 40 \text{ m}$  y se explica por la acción fluvial sobre depósitos morrenicos de fondo, asociados al Último Máximo Glaciar. Por su parte, la energía de relieve es  $> 800 \text{ m}$  y se relaciona con la sobreposición de estructuras y materiales volcánicos.

#### **Piedemonte Volcánico**

Se dividió en E y W, el primero de ellos, se caracteriza por la existencia de valores altos (densidad de disección  $> 9 \text{ km/km}^2$ ; profundidad de la disección  $> 80 \text{ m}$ ), variables que, en conjunto, tienen relación con el fenómeno climático de sombra orográfica y con el arreglo estructural que sigue el CVC. Por su parte, los desniveles altitudinales en este territorio son  $< 600 \text{ m}$ ; hecho que se vincula con la dinámica efusiva del Pico de Orizaba; así como, por la disección fluvial, que ha desmantelado esta superficie.

El piedemonte volcánico W presenta una alta densidad de la disección ( $> 9 \text{ km/km}^2$ ), hecho que se asocia con la existencia de una antigua colada de lava emitida por el Espolón de Oro, en ella los ríos han tenido un desarrollo importante aprovechando una densa red de grietas de enfriamiento para excavar valles poco profundos, este proceso se vio favorecido también por el transporte fluvial de mantos piroclásticos recientes.

La profundidad de la disección es  $< 60 \text{ m}$  y se considera baja, en esto tiene que ver la cercanía del nivel de base local (Cuenca de Oriental); así como, por las cubiertas piroclásticas que mantearon este territorio y cubrieron de manera parcial o total cárcavas y barrancos. La energía del relieve también se vio afectada por el proceso descrito, lo que determinó que los desniveles altitudinales fueran  $< 400 \text{ m}$ .

### **Piedemonte Acumulativo**

En esta unidad, los índices morfométricos son heterogéneos; evidencia de ello es una alta densidad de la disección ( $> 5 \text{ km/km}^2$ ), que se asocia al deshielo de los mantos glaciares, los cuales favorecen la existencia de escurrimientos sobre toda la ladera oriental del CVC. La profundidad de la disección es  $< 20 \text{ m}$  y la energía de relieve  $< 200 \text{ m}$ , en esto tiene que ver la cercanía de la rampa con el nivel de base local (Cuenca de Oriental); así como, por la existencia de una morfología subhorizontal.

### **Planicie**

La superficie subhorizontal de esta unidad favorece la existencia de valores bajos en todos los índices morfométricos, ya que en ella predomina la deposición. Existen anomalías, es decir profundidades importantes sobre esta superficie, la existencia de este hecho, se asocia con estructuras explosivas (anillos de tobas) del campo monogenético Serdán-Oriental.

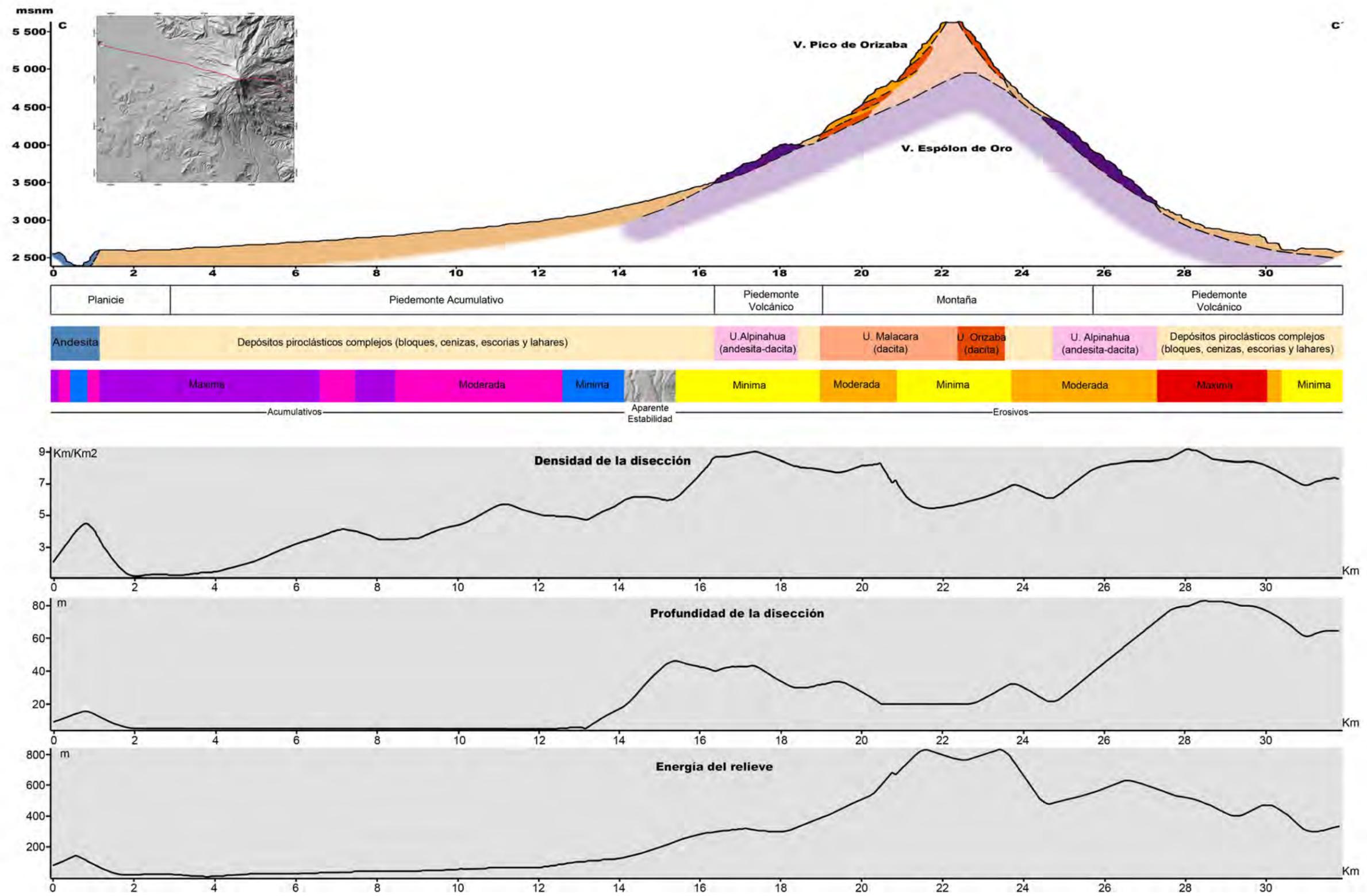


Figura 24. Perfil C-C'

Este análisis, se caracteriza por realizar de manera indirecta, un diagnóstico del relieve a partir de su altitud, inclinación, energía, densidad y profundidad de la disección. Para ello, los primeros dos métodos permitieron establecer, con precisión siete regiones geomorfológicas (montaña, piedemonte volcánico, piedemonte erosivo, piedemonte acumulativo, campo volcánico Serdán-Oriental, sierras sedimentarias y planicie). Cada una de ellas concuerda con una litología y con una génesis en común, no obstante, existen particularidades en morfología.

Los mapas de densidad-profundidad de la disección y energía de relieve, permitieron la zonificación de los procesos exógenos y una explicación general de la dinámica erosivo-acumulativa de la zona de estudio.

Con todos los datos morfométricos, se elaboraron tres perfiles geomorfológicos complejos, lo que permitió asociar las regiones geomorfológicas, la litología, la dinámica exógena en la vertical, para poder establecer el vínculo que tienen estas características con la evolución volcánica (explosiva-acumulativa) del CVC.

## **CAPITULO IV. GEOMORFOLOGÍA**

La geomorfología es la ciencia que estudia el relieve tomando en cuenta la génesis, morfología, dinámica y edad. En este sentido el análisis geomorfológico se realiza a partir de una cartografía detallada, la cual permite evidenciar el vínculo que existe entre la espacialidad de las formas de relieve, la litología y su arreglo estructural.

Este capítulo tiene por objetivo elaborar y analizar la cartografía geomorfológica del complejo volcánico Citlaltepétl, escala 1: 35 000. En este documento, se analiza la relación entre los elementos representados, su espacialidad y su morfología. Para ello, el relieve es clasificado en endógeno, endógeno-modelado y exógeno. Esta organización tiene un vínculo genético que permite relacionar la competencia del sustrato a los procesos modeladores, responsables de la expresión del terreno.

### **4.1. Cartografía Geomorfológica**

Es un documento gráfico que representa de manera sintética las formas de relieve que hay en un territorio. A través de este, se puede interpretar la relación que existe entre los procesos modeladores y la superficie terrestre; de este modo, es posible conocer la dinámica y evolución de cualquier sector de la corteza de la Tierra.

La escala es un factor esencial en la elaboración de los mapas geomorfológicos, en este caso es de 1:35 000. De esta manera, se logró una representación clara y exacta del relieve asociado a la actividad volcánica y al modelado glaciar. De esta manera, fue posible representar desde, los efímeros levees presentes en las coladas de lava, o bien, los que existen en los depósitos morrénicos; hasta complejas ruinas volcánicas (Caldera Torrecillas).

La cartografía geomorfológica es importante, ya que caracteriza el relieve, soporte del paisaje y que resulta de la interacción de todos los componentes que integran la naturaleza y que dependen de la latitud y la altitud.

Con un criterio geomorfológico (Bashenina, 1977; Simonov, 1985; Lugo, 1988; Zamorano, 1990), se interpretaron 24 fotografías aéreas en las siguientes escalas y temporalidades: INEGI 1966 (1: 30 000); 1975 (1: 50 000); 1986 (1: 75 000); 1995

(1: 75 000); de esta manera, se elaboró un mapa preliminar de la zona de interés, en donde se identificaron las siguientes formas de relieve:

## **Relieve Endógeno**

### **1. Volcánico Acumulativo**

#### **1.1. Volcán Compuesto**

##### **1.1.1. Citlaltépetl**

#### **1.2. Volcanes de Lava**

#### **1.3. Domos**

##### **1.3.1. Convexos:**

- a) Couleé
- b) Toloide
- c) Con superficie lisa simétrica
- d) Convexo-elongado (*panqué*)

##### **1.3.2. Elongados:**

- a) Tapón suprayacente simétrico

#### **1.4. Conos adventicios**

#### **1.5. Bocas (*vent*)**

#### **1.6. Coladas de lava asociadas a:**

##### **1.6.1. Citlaltépetl**

##### **1.6.2. Torrecillas**

- a) Tardías
- b) Intermedias
- c) Tempranas

##### **1.6.3. Espolón de oro**

- a) Tardías
- b) Intermedias
- c) Tempranas

##### **1.6.4. Sierra Negra**

- a) Tardías
- b) Intermedias
- c) Tempranas

#### 1.6.5. Campo Monogenético Serdán-Oriental

- a) Tardías
- b) Intermedias
- c) Tempranas

#### 1.6.6. Volcanes menores

- a) Tardías
- b) Intermedias
- c) Tempranas

## 2. Volcánico explosivo

### 2.1. Destructivo:

#### 2.1.1. Anillos de toba

### 2.2. Acumulativo:

#### 2.2.1. Conos de escoria

#### 2.2.2. Depósitos de avalancha de escombros

## **Relieve Endógeno Modelado**

## 3. Volcánico

### 3.1. Relictos volcánicos:

- a) Torrecillas
- b) Espolón de oro

### 3.2. Complejo Sierra Negra

### 3.3. Volcanes de lava modelados por procesos:

- a) fluvio-gravitacionales
- b) fluvio-glaciares

### 3.4. Domos:

- a) Con modelado glaciario

### 3.5. Formas asociadas al relieve volcánico:

- 3.5.1. Atrio
- 3.5.2. Fondo
- 3.5.3. Cráter
  - a) Cerrado
  - b) Abierto
  - c) Sin cráter
- 3.5.4. Leveé
- 3.5.5. Crestas de compresión
- 3.5.6. Llanos volcánicos
- 3.6. Volcanes parcialmente sepultados

#### 4. Sedimentario-marino

- 4.1. Sierras plegadas (calizas):
  - a) Con cobertura piroclástica
  - b) sin cobertura piroclástica

### **Relieve Exógeno**

#### 5. Erosivo fluvial

- 5.1. Valles:
  - a) < 10 m
  - b) 20-40 m
  - c) > 40 m
- 5.2. Circos fluviales

#### 6. Acumulativo Fluvial

- 6.1. Corredores de escombros
- 6.2. Llanuras de inundación
- 6.3. Rampas proluviales-diluviales
- 6.4. Abanicos aluviales:
  - 6.4.1. Proximales
  - 6.4.2. Distales

## 6.5. Superficies complejas

a) Internas

b) Externas

## 6.6. Rampas laháricas complejas

## 7. Erosivo Gravitacional

7.1. Corona de deslizamiento

7.2. Superficie de deslizamiento

7.3. Circo de desprendimiento

## 8. Acumulativo gravitacional

8.1. Depósitos gravitacionales

## 9. Erosivo Glaciar

9.1. Circos

9.2. Laderas discontinuas y valles glaciares

9.3. Rocas aborregadas

## 10. Acumulativo Glaciar

10.1. Morrenas

a) Cordones

b) De fondo

10.2. Abanico de flujo de escombros

10.3. Cubierta glaciar nival

## 11. Periglaciar

11.1. Glaciares rocosos

## 12. Símbolos complementarios

12.1. Escarpes

12.2. Contactos:

a) Real

b) Inferido

12.3. Líneas de flujo de abanicos en rampa

12.4. Nivel de altura relativa

12.5. Localidades

#### **4.1.1. Relieve Endógeno**

En este apartado se consideran las formas de relieve de origen magmático, volcánico y tectónico recientes, por lo cual, conservan su morfología original. Hay que destacar que, en el área de estudio, predominan los procesos volcánicos; por lo tanto, las estructuras estarán enmarcadas bajo esta dinámica.

##### **1. Volcánico Acumulativo**

En este apartado se explica el relieve que se origina por la extrusión y acumulación de diferentes productos magmáticos; en este sentido, es importante mencionar que las características físico-químicas de los materiales, influyen en las morfologías resultantes. El Complejo Volcánico Citlaltepétl (CVC), se caracteriza por presentar diversas composiciones en sus productos, lo que da como resultado una variedad de morfologías, entre las que destacan los volcanes compuestos, volcanes de lava, domos y coladas.

##### **1.1. Volcanes Compuestos**

Son aquellos edificios que se construyen en varias etapas de actividad, en las cuales, se intercalan diversos materiales volcánicos con diferente composición (coladas de lava y flujos piroclásticos), todos ellos emitidos alrededor de un centro eruptivo.

Los volcanes de este tipo presentan estilos eruptivos distintos a lo largo de sus periodos activos, hecho que pone de manifiesto cambios en la composición de sus productos. Por lo general, son estructuras que ganan altura debido a la sobreposición de lavas y piroclastos, el volumen de los depósitos varía en función del tiempo que dura la actividad.

##### **1.1.1. Citlaltépétl**

Se localiza al NNE del Complejo Volcánico Sierra Negra y al SW del grupo de domos Chichimecos (Fig. 25). Su morfología es de cono truncado, su cráter es cerrado y está compuesto de formas primarias bien preservadas (atrio y cráter). Sus laderas son heterogéneas y su inclinación es  $> 35^\circ$ . Estas características, se relacionan con el emplazamiento de coladas de lava de composición andesítica-dacítica que se intercalan con detritos piroclásticos, hecho que le han permitido alcanzar una altitud de 5600 msnm y ocupar un área de 18.36 Km<sup>2</sup>.

Por su altitud, el Citlaltepetl ha estado bajo la influencia de diversos eventos glaciares; evidencia de ello son los rasgos erosivos y acumulativos que han dejado las masas de hielo. En el caso de los primeros, se reconocieron circos y valles glaciares; en el segundo caso, se identificaron morrenas y abanicos fluvio-glaciares. (Heine, 1975; Lorenzo, 1973).

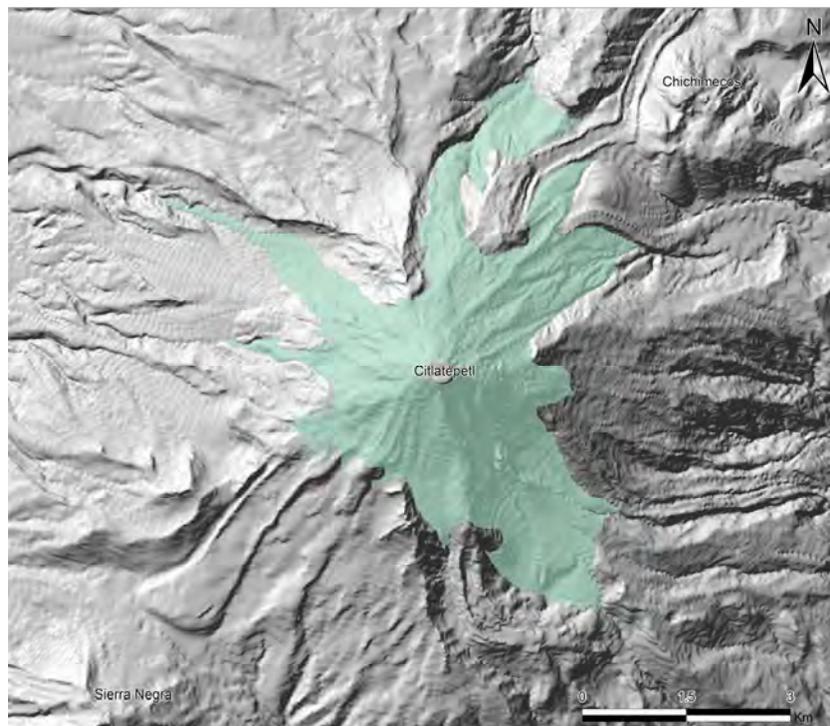


Figura 25. Volcán compuesto con morfología de cono truncado (edificio principal).

## 1.2. Volcanes de lava

La morfología es de cono truncado, de base ancha y de laderas rectas-convexas pocos inclinadas ( $< 25^\circ$ ). La acumulación de lavas alrededor de un foco emisor, es la principal característica de su origen. Las variaciones en la química de las coladas (basalto-andesita y andesita-basalto), definen la inclinación, la rugosidad de las vertientes del edificio.

Estas estructuras conservan su morfología primaria, por tanto, se deduce una edad relativa reciente. Entre los rasgos que se reconocen es el atrio, labio de cráter y laderas que no soportan un sistema de drenaje denso ni profundo. En conjunto, se puede afirmar que la espacialidad de estas estructuras es ortogonal, característica que no es del todo clara ya que los posibles lineamientos están cubiertos por materiales volcánicos (lavas y piroclastos) o depósitos de acarreo que constituyen la Cuenca de Oriental, muchos de ellos, están en contacto con este nivel de base local (Fig. 26).

En la zona de estudio existen 22 estructuras volcánicas; 9 de ellas preservan su cráter y rasgos primarios bien definidos. El resto no presentan cráter (13), debido a que la depresión cumbral está colmatada por detritos volcánicos provenientes de otros focos emisión o bien, quedo obturado en su última etapa de actividad. La no existencia de barrancos en los flancos, ponen en evidencia su edad reciente.

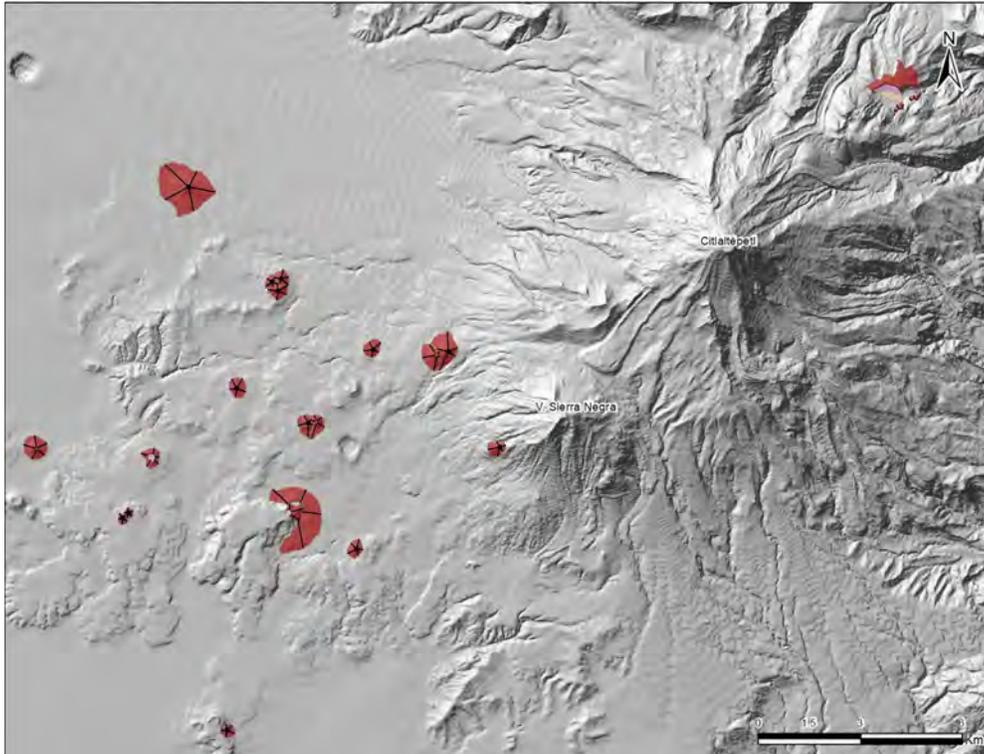


Figura 26. Volcanes de lava emplazados al SW y NE del Citlaltépetl.

### 1.3. Domos

Se trata de estructuras que tienen su origen a partir de la extrusión de magmas viscosos, de baja temperatura (800° C; Blake; 1990), potentes en espesor y de corta longitud. Las características físico-químicas particulares en sus lavas y las condiciones morfológicas del relieve donde se disponen, producen una variedad en sus dimensiones, geometría y formas (Blake, 1990; Shmincke, 2004).

Los domos en la zona de estudio, se dividen en dos grupos morfológicos que se han denominado convexos y elongados, se explican a continuación.

#### 1.3.1. Convexos

Son estructuras en cúpula, con inclinación en sus flancos  $< 45^\circ$  y que presentan las siguientes morfologías.

### a) Coulée

Estructuras convexas asimétricas de potente espesor, su morfología está condicionada por la inclinación del terreno donde se desarrollan, en planicie a partir de  $15^\circ$  y en laderas de montaña  $> 45^\circ$ . Otro aspecto que condiciona su morfología desigual, es la dinámica de su emplazamiento, en particular, las caídas de sus flancos (brechas) o cortas coladas de lava que favorecen el movimiento desigual a favor de la pendiente (Fig. 27) (Blake, 1990; Lexa, *et al.* 2010).

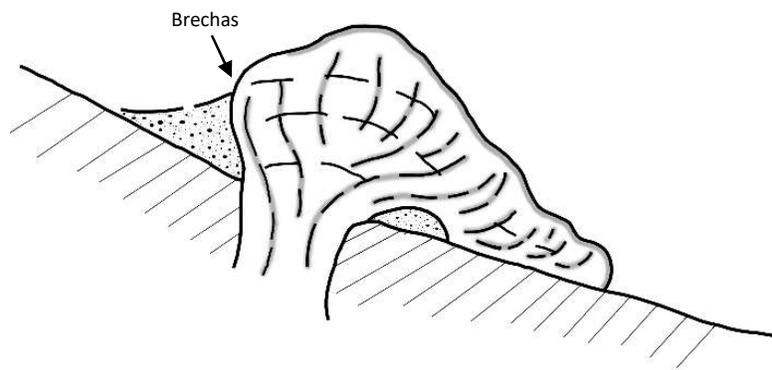


Figura 27. Domo de morfología Coulée.

En la zona de estudio existen 7 estructuras coulée, la mayoría de ellas se localizan al NE ( $3.7 \text{ km}^2$ ) del edificio principal y una más al W ( $0.2 \text{ km}^2$ ) de la misma referencia (Fig. 28). La altura que alcanzan estas estructuras desde su base, varía entre los 60 y los 540 m.

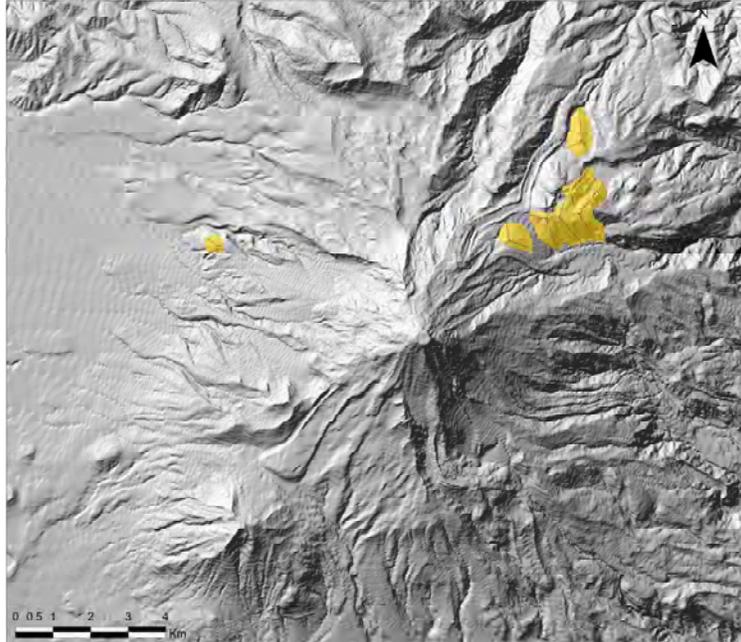


Figura 28. Domos de morfología Coulée, emplazados al NE y W del Citlaltépetl.

#### b) Toloide

Estas estructuras se asocian con el ascenso magmas viscosos, cuya dinámica, es lenta y vertical, a manera de *pistón*. En general, estos edificios se desarrollan sobre territorios poco inclinados ( $< 45^\circ$ ), o bien, al interior de un volcán (Fig.29) (Blake, 1990; Lexa *et al.* 2010).

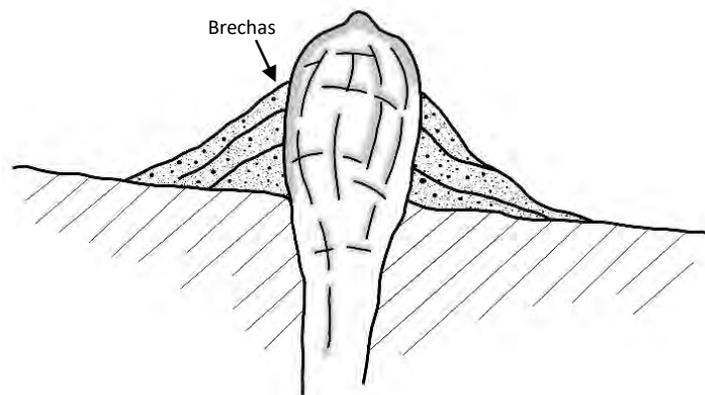


Figura 29. Domo de morfología Toloide.

En la zona de estudio existen cinco domos de morfología toloide, dos de ellos sobre el flanco NE ( $0.8 \text{ km}^2$ ) y uno en el extremo NW ( $0.1 \text{ km}^2$ ), todos ellos con referencia al Citlaltépetl.

Los domos del NE y SW están alineados con el edificio principal y entre ellos existen otras estructuras volcánicas, que hacen evidente este lineamiento. El grupo del NW que no guarda ningún arreglo espacial con la morfología local. La altura promedio de estos edificios varía entre 60 y 360 m (Fig. 30).

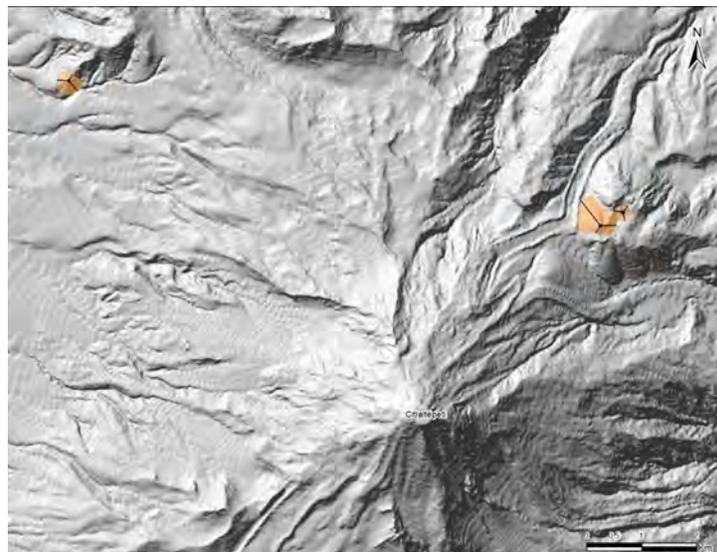


Figura 30. Localización de los domos de morfología Toloide.

### C) Con superficie lisa simétrica

Su origen se relaciona con la inyección de magmas viscosos, de acenso lento, vertical y que al llegar a superficie forman un cuerpo rígido, convexo y simétrico. La superficie lisa aparece cuando caídas piroclásticas provenientes de volcanes vecinos, cubren y suavizan la superficie rugosa de este tipo de domos (Fig.31) (Reffay, 1980). Al NE de la zona de estudio, se identificó una estructura con este tipo de morfología. Su altura es  $< 80 \text{ m}$  y su base cubre un área de  $100 \text{ m}^2$  (Fig.32).

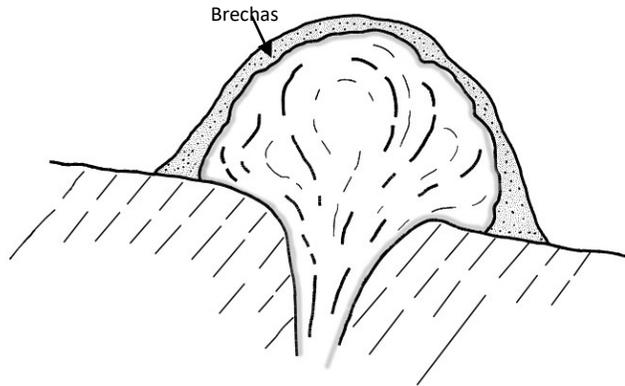


Figura 31. Domo de morfología superficie lisa simétrica

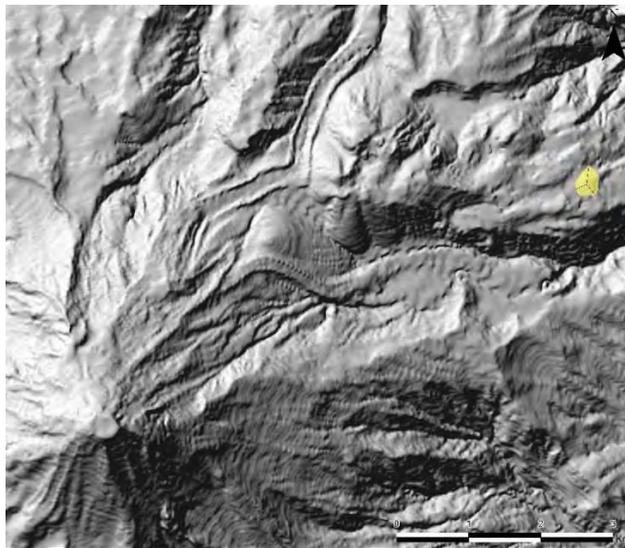


Figura 32. Domo de superficie lisa-simétrica emplazado sobre la porción NE del volcán Citlaltépetl.

d) Convexo-elongado (*panqué o cake*)

Se desarrollan sobre superficies planas o ligeramente inclinadas ( $< 15^\circ$ ). Su origen se relaciona, con el ascenso de magmas viscosos poco fluidos, los cuales, al llegar a superficie se emplazan de manera radial sobre su foco de emisión, dejando como evidencia una estructura de poca altura (Fig.33) (Reffay, 1982).

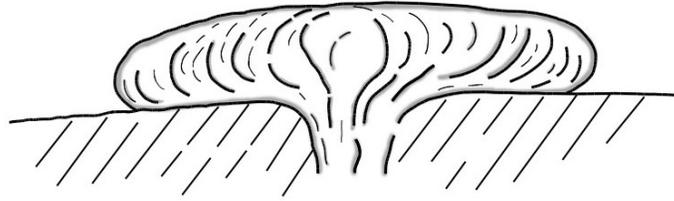


Figura 33. Domo de morfología convexo-elongado (*panque o cake*)

Al SW del Citlaltepctl existe un domo de este tipo y forma parte del Campo Monogenético Serdán-Oriental. La altura es de 40 m y su base ocupa 380 m<sup>2</sup>. En general, No presenta rasgos erosivos importantes y evidencia de ello es la presencia de crestas de compresión en su superficie, de ahí se deduce su edad reciente (Fig.34).

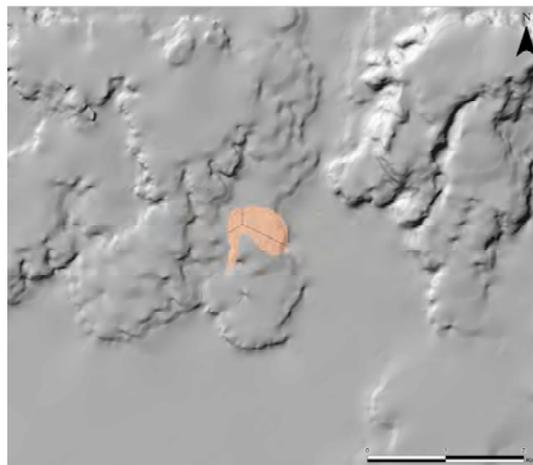


Figura 34. Domo de morfología Convexo-elongada (*panque o cake*), localizado sobre el extremo SW de la zona de estudio.

### 1.3.2. Elongados

Son estructuras rígidas de geometría convexa y laderas muy inclinadas o francas (> 45°), semejan a la forma de un *corcho de champagne*, expresión que puede evolucionar a una espina o aguja (Reffay, 1980).

a) Tapón suprayacente simétrico

Se asocian con la emisión de magmas viscosos, que viajan a través de un conducto estrecho. Cuando estos fluidos llegan a superficie adoptan una morfología de *corcho*. En general, se emplazan sobre antiguas estructuras volcánicas, o bien existen, en cortos periodos de calma aparente de volcanes compuestos activos (Fig. 35).

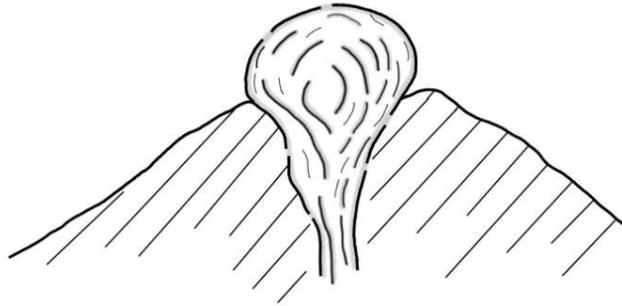


Figura 35. Domo de morfología de tapón suprayacente simétrico.

En la zona de estudio se identificaron cinco domos con estas características, cuatro de ellos sobre el flanco NE (1.4 km<sup>2</sup>) y uno sobre la vertiente N (0.3 km<sup>2</sup>) del Citlaltépetl (Fig.36). La altura que alcanzan estas estructuras desde su base, varía entre los 180 y los 620 m.

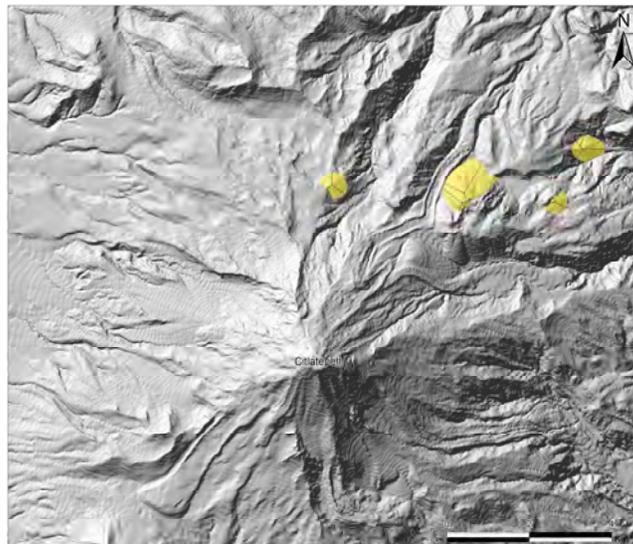


Figura 36. Localización de los domos con morfología *tapón suprayacente-simétrico*.

#### 1.4. Conos adventicios

Se trata de conos pequeños que se sitúan en los flancos de una estructura principal, su localización, es controlada por fallas o fracturas. La dinámica eruptiva que presentan es efusiva, a ellos se vinculan emanaciones constantes de coladas de lava (Lugo, 2011).

Se localizan en la porción centro-occidental y se encuentran emplazados sobre la base de un conjunto de volcanes de lava asociados al Campo Monogenético Serdán-Oriental. En general cubren un área de  $0.02 \text{ km}^2$  y su cráter presenta un diámetro promedio de  $0.03 \text{ km}$  (Fig.37).

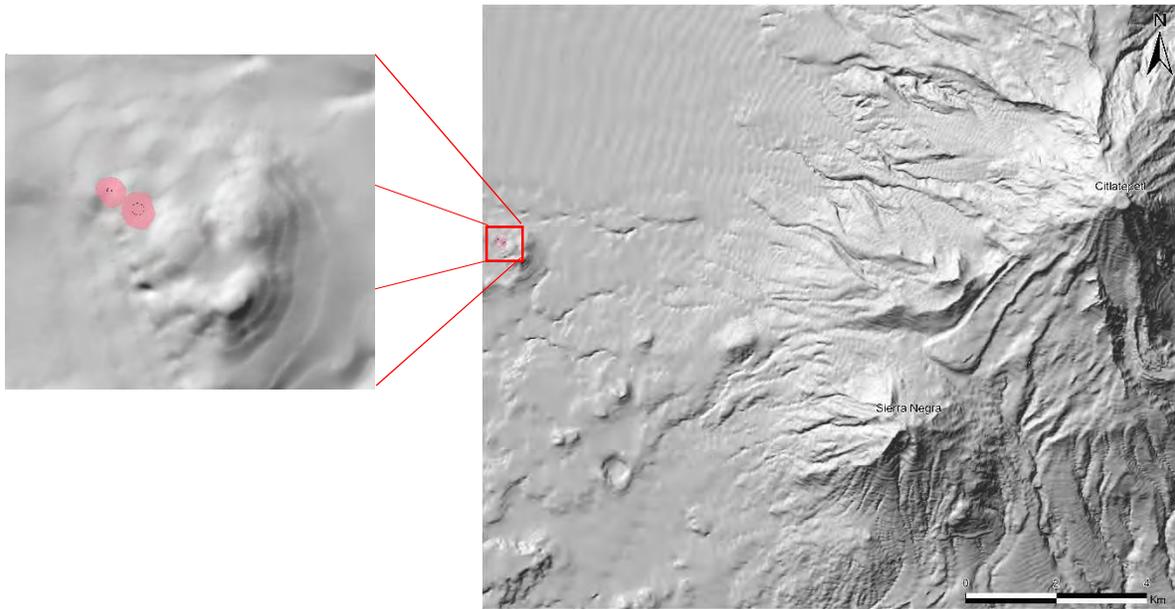


Figura 37. Conos adventicios emplazados sobre la porción centro-occidental de la zona de estudio.

#### 1.5. Bocas (Vent)

Son pequeñas estructuras que funcionan como conductos secundarios para la emanación de lava, no desarrollan un edificio. Están asociadas a zonas de debilidad cortical y se desarrollan en la base o en las laderas de estructuras volcánicas mayores.

Se identificaron dos formas de este tipo sobre la vertiente occidental del Citlaltépetl, el diámetro de la boca varía de 0.04 - 0.06 km (Fig.38).

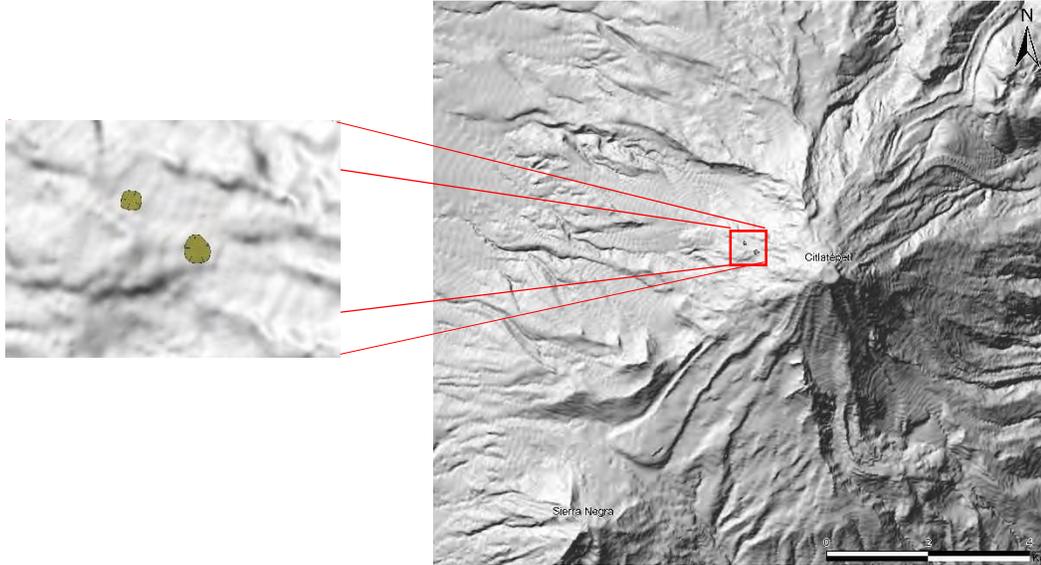


Figura 38. Bocas o Vent en el flanco W del Citlaltépetl.

1.6. Coladas de lava asociadas a: Citlaltépetl, Torrecillas, Espolón de Oro, Sierra Negra, Campo Monogenético Serdán-Oriental y volcanes menores.

Las lavas se asocian a la actividad volcánica efusiva, se originan a partir de un centro eruptivo, se desplazan ladera abajo por influencia de la gravedad y la inclinación del terreno. Al solidificarse, los flujos pueden presentar morfologías lobulares, tabulares de longitud y espesor variable, características que dependen de la composición, viscosidad y temperatura del fluido (Harris y Rowland, 2015).

En este estudio las lavas se han agrupado de acuerdo a sus focos de emisión, de esta manera serán analizadas en la siguiente secuencia: Citlaltépetl, Torrecillas, Espolón de Oro, Sierra Negra, Campo Monogenético Serdán-Oriental y volcanes menores.

#### 1.6.1. Citlaltépetl

En el edificio principal son visibles cinco coladas recientes sobre las vertientes NE, E y SW, todas ellas suman un área de 5 km<sup>2</sup>, son de composición andesítica-

dacítica; por su parte Carrasco (2000), Alcalá, *et al.* (2018) y Vargas (2019), identifican algunos de estos flujos a los cuales les asignan una edad < 10 000 años. Su morfología en planta es lobular-escalonada y los flujos de mayor longitud alcanzan los 2.9 km

Los flujos del NE son dos y se disponen sobre un nivel altitudinal promedio que va de los 4 090 a los 3 420 msnm (Fig. 39); todas ellas presentan rasgos morfológicos primarios (levées, crestas de compresión, escarpes continuos), aspectos que tienen relación con la edad reciente de estas coladas.

En la vertiente E existe un solo flujo, se localiza entre las cotas de 5 300 - 4 740 msnm, datos promedio. Esta posición favoreció la existencia de glaciares y el desarrollo de circos, laderas de fuerte inclinación y la desaparición de los rasgos primarios en la superficie de la colada de lava (crestas de compresión, escarpes, levées, entre otros) (Fig. 39).

Los dos flujos localizados sobre la vertiente SW se disponen en una altitud promedio que va de los 5 000 a los 4 340 msnm. En general, no presentan rasgos erosivos, evidencia de ello, es la conservación de sus levées y crestas de compresión; hecho que pone de manifiesto la edad reciente de estas coladas. Si bien por altitud estas formas tendrían que estar bajo la influencia glaciar, no presentan ningún rasgo erosivo de este tipo, Hace pensar que su emplazamiento es posterior al Último Máximo Glaciar ocurrido hace 22 000 AP (Fig. 39).



Figura 39. Coladas de lava asociadas al volcán Citlaltépetl.

## 1.6.2. Torrecillas

### a) Tardías

Se reconocen cuatro flujos distribuidos en las vertientes W, SE y SSE del edificio principal, se asocian a los últimos episodios eruptivos de la caldera Torrecillas, su morfología es tabular y en conjunto, suman un área de 22.6 Km<sup>2</sup> y su longitud promedio alcanza los 8.9 km (Fig. 40).

El flujo de la porción W, se dispone sobre un nivel altitudinal que va de los 4 340 a los 3 380 msnm, característica que favoreció la existencia de actividad glaciar, responsable de la desaparición de todas las estructuras primarias sobre la lava y el desarrollo de un circo glaciar.

En la vertiente SE, el flujo de lava presenta una altitud promedio que va de los 4 800 a los 3 900 msnm; su posición, promovió la erosión glaciar, se reconoce en circos glaciares y laderas de fuerte inclinación.

Al SSE se emplazan dos flujos que ocupan las cotas de 3 700 - 2 440 msnm, dato promedio. En general, no se reconocieron rasgos erosivos importantes, debido a existencia de un potente manto piroclástico que sobreyace en toda su superficie.

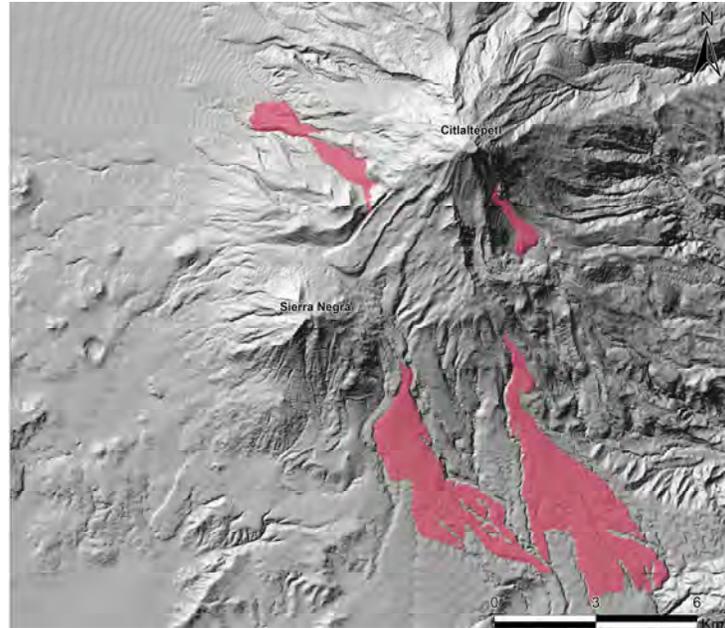


Figura 40. Coladas de lava tardías asociadas al Torrecillas.

#### b) Intermedias

Se trata de tres coladas emplazadas sobre las laderas SE; su nivel altitudinal promedio se dispone entre los 3 553 y 2 880 msnm. Esta posición los ubica por arriba de lo que hemos denominado lavas tempranas de la caldera Torrecillas. La morfología en planta, es tabular y al estar cubiertas por piroclastos, su morfología esta suavizada. El área que ocupan es de 6 Km<sup>2</sup> y su longitud promedio alcanza los 3.6 km (Fig. 41).

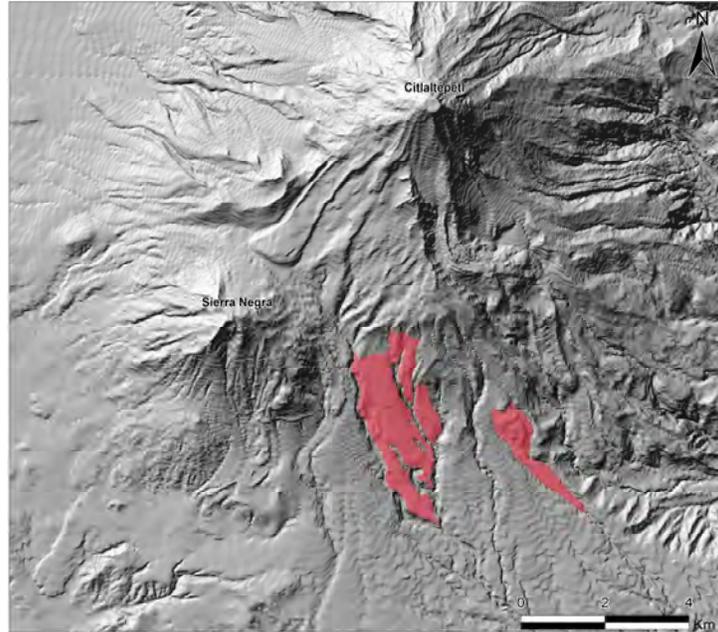


Figura 41. Lavas intermedias, asociadas al Torrecillas.

### c) Tempranas

Existen tres flujos en esta categoría y se ubican en el sector SSE a una altitud promedio de 3 573 - 2 846 msnm. La morfología original no es posible observarla por la existencia de mantos piroclásticos potentes que las cubren, la importancia de estos flujos radica en su temporalidad, es decir, representan las lavas más antiguas de la caldera Torrecillas. En conjunto, suman un área de 5.9 Km<sup>2</sup> y su longitud promedio alcanza los 3.7 km (Fig. 42).

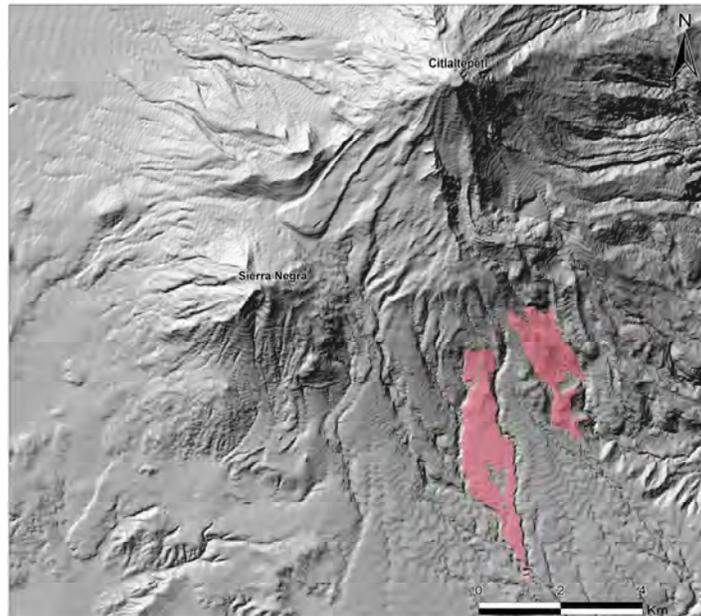


Figura 42. Coladas de lava tempranas, asociadas al Torrecillas.

### 1.6.3. Espolón de Oro

#### a) Tardías

Están representadas por un extenso flujo de lava localizado sobre la porción NNW; su altitud promedio es de 5 100 - 3 400 msnm. Esta posición favoreció e modelado glaciar y como evidencia se tienen circos glaciares y laderas en gradería con bordes muy inclinados, el área que ocupa es de 14.7 Km<sup>2</sup> y su longitud promedio alcanza los 6.2 km (Fig. 43).

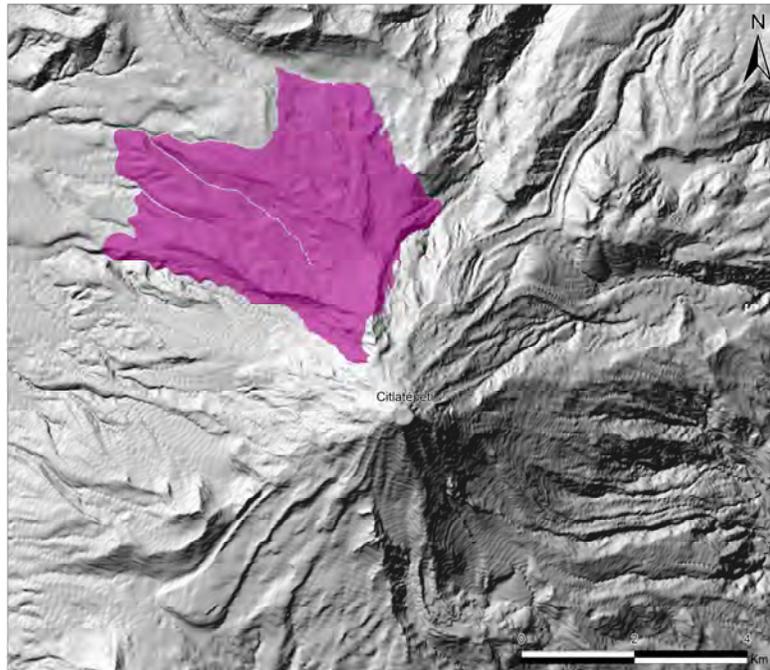


Figura 43. Coladas tardías asociadas al Espolón de Oro.

#### b) Intermedias

Se localiza en el flanco NW, su altitud promedio va de los 3 540 a los 3 060 msnm; de morfología lobular y con presencia de rasgos erosivos fluviales, se reconocen barrancos poco profundos en donde los afluentes no han tenido desarrollo, esto hace que los frentes de lava conserven su continuidad, en general, se consideren formas bien conservadas, el área ocupada es de 8.4 Km<sup>2</sup> y la longitud promedio alcanza los 3.7 km (Fig. 44).

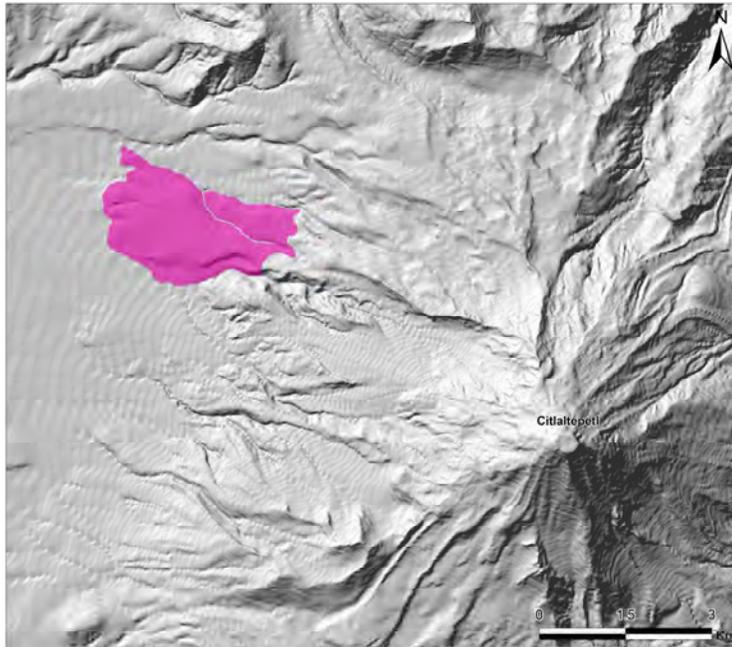


Figura 44. Colada de lava intermedia del Espolón de Oro.

#### c) Tempranas

Se localiza sobre la porción NW, se dispone entre los 3 460 - 3 060 msnm, datos promedio. Su morfología es tabular y se encuentra cubierta por densos mantos piroclásticos, que no permiten observar rasgos erosivos en su superficie. El área que ocupan es de 1.8 km<sup>2</sup> y su longitud es de 3.3 km (Fig. 45).

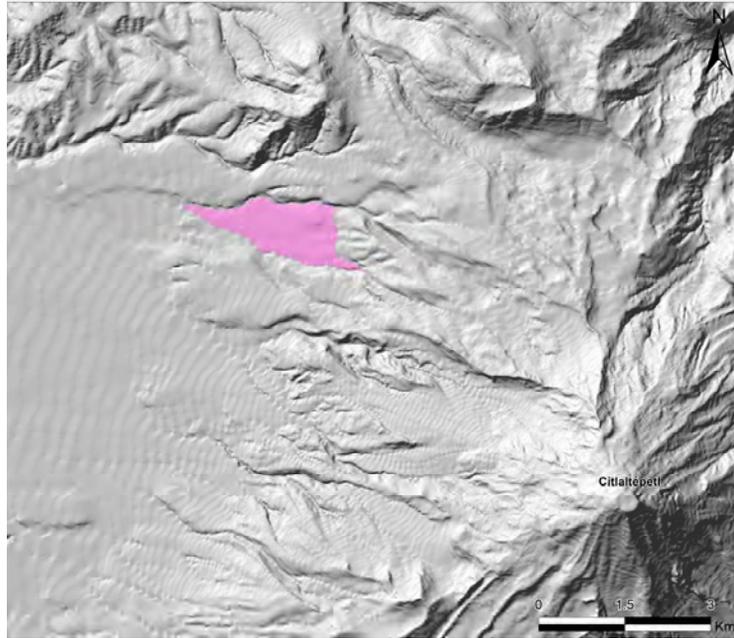


Figura 45. Coladas de lava tempranas asociadas al Espolón de Oro.

#### 1.6.4. Sierra Negra

##### a) Tardías

Se reconocieron tres coladas lava sobre las vertientes W, ESE y S; en general, se asocian a los últimos episodios efusivos de la Sierra Negra. La morfología de estas estructuras es lobular; el área que ocupa es de 6.6 Km<sup>2</sup> y su longitud promedio alcanza los 4.7 km (Fig. 46).

El flujo emplazado sobre la vertiente W, se dispone sobre un nivel altitudinal promedio de 4 100 y 3 400 msnm; los procesos erosivos que predominan sobre esta estructura son los fluviales, evidencia de ello, es una moderada red de drenaje en proceso de integración.

La colada emplazada sobre el flanco ESE, se dispone entre las cotas de los 4 240 y 3 140 msnm, datos promedio. En general, los procesos erosivos que predominan sobre esta estructura son los fluviales, evidencia de ello es una densa red de drenaje, lo que pone de manifiesto su edad relativa media-antigua.

El flujo ubicado sobre la porción S, se dispone sobre un nivel altitudinal promedio que va de los 4 440 a los 3 000 msnm. Los procesos erosivos que predominan sobre su superficie son los fluviales. Cabe resaltar que esta estructura se encuentra limitada por un volcán modelado, en su parte más distal, evidencia de ello es su acomodo.

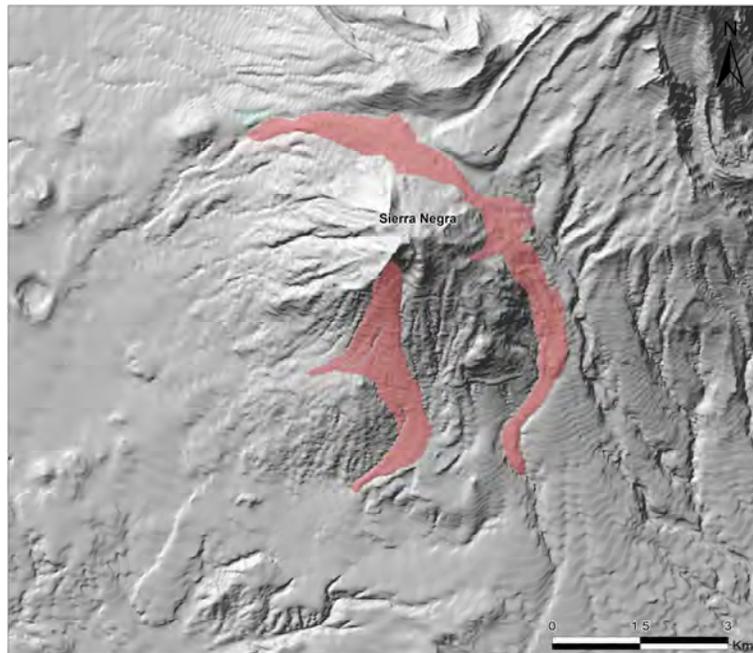


Figura 46. Coladas de lava tardías asociadas a la Sierra Negra.

#### b) Intermedias

Están representadas por tres flujos de lava dispuestos sobre los flancos SW y SE; estas estructuras son de morfología lobular y se asocian a episodios efusivos medios; el área que ocupan es de 13.8 Km<sup>2</sup> y su longitud de 4.5 km (Fig.47).

Los flujos de lava emplazados en la vertiente SW, son dos y se disponen sobre un nivel altitudinal promedio de 4 110 y 2 890 msnm. Los procesos erosivos que predominan sobre sus superficies son los fluviales, los cuales, se han encargado de dismantelar estas estructuras, a partir del desarrollo de profundos valles y de una actividad fluvio-gravitacional en las vertientes.

El flujo emplazado sobre la vertiente SE, se ubica en un nivel altitudinal promedio de 4 240 y 3 320 msnm. Los procesos erosivos que predominan sobre esta estructura son los fluviales; evidencia de ello, son las densas redes de drenaje que se han integrado sobre su superficie.

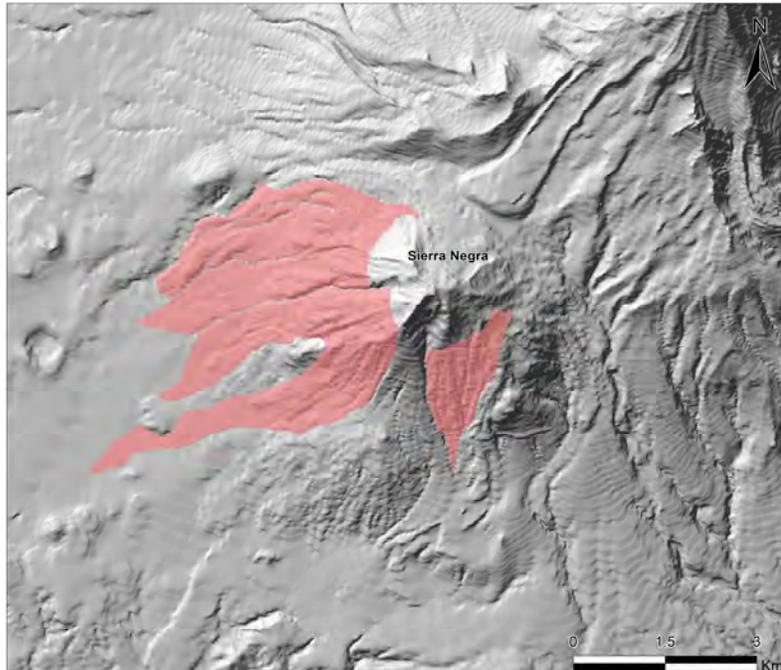


Figura 47. Coladas de lava intermedias asociadas a la Sierra Negra.

### c) Tempranas

Este grupo se integra por cinco flujos de lava dispuestos sobre la vertiente SW; su nivel altitudinal promedio va de los 3 024 a los 2 816 msnm, se encuentran cubiertas por potentes mantos piroclásticos muy bien consolidados que no han permitido el desarrollo de cauces fluviales. En conjunto, cubren un área de 6.5 km<sup>2</sup> y alcanzan una longitud promedio de 2.7 km (Fig. 48).

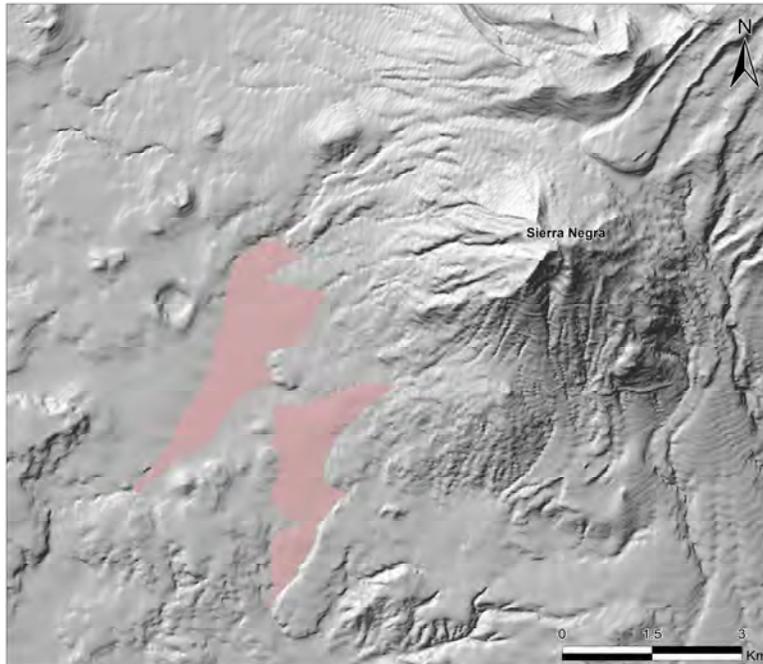


Figura 48. Coladas de lava tempranas asociadas a la Sierra Negra.

#### 1.6.5. Campo Monogenético Serdán-Oriental

##### a) Tardías

Se identificaron 20 coladas de lava sobre la porción media-occidental, si bien representan la actividad más reciente, su espacialidad, no muestra arreglo que se asocie con morfo-lineamientos claros. Su altitud promedio varía entre los 3 000 - 2 460 msnm, la morfología característica es de lóbulos bien preservados, evidencia de ello, es el poco desarrollo fluvial sobre sus superficies; además de la presencia de sus rasgos primarios como son los frentes de lava y las crestas de compresión. En conjunto cubren un área de 25.8 km<sup>2</sup> y alcanzan una longitud promedio de 2.9 km. (Fig.49).

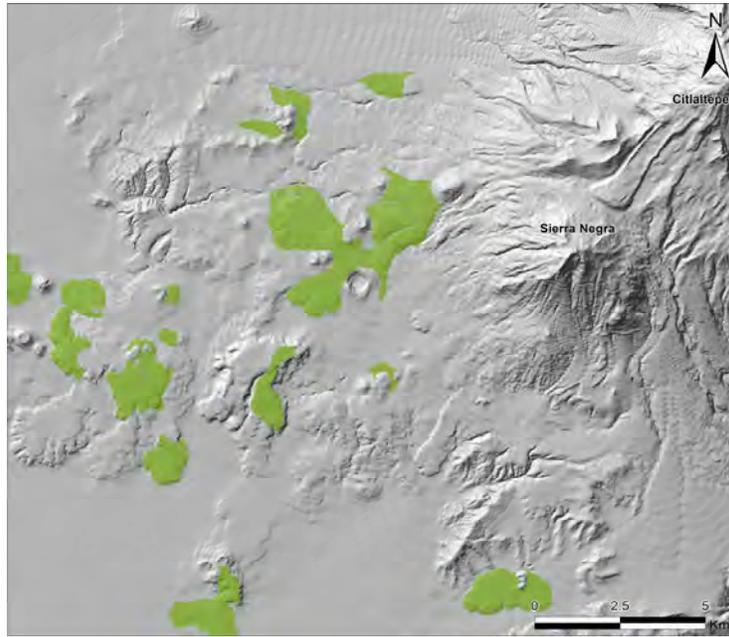


Figura 49. Coladas de lava tardías asociadas al Campo Monogenético Serdán-Oriental.

#### b) Intermedias

Su localización es la misma que el grupo anterior y representan una fase de transición entre las más recientes y las más antiguas, en total suman 28 y ocupan un nivel altitudinal que varía entre 2 860 – 2 300 msnm. Al igual que en el rubro anterior, la morfología es en lóbulos, sin rasgos erosivos importantes. El área que ocupan es de 27.1 km<sup>2</sup> y alcanzan una longitud promedio de 2 km (Fig. 50).

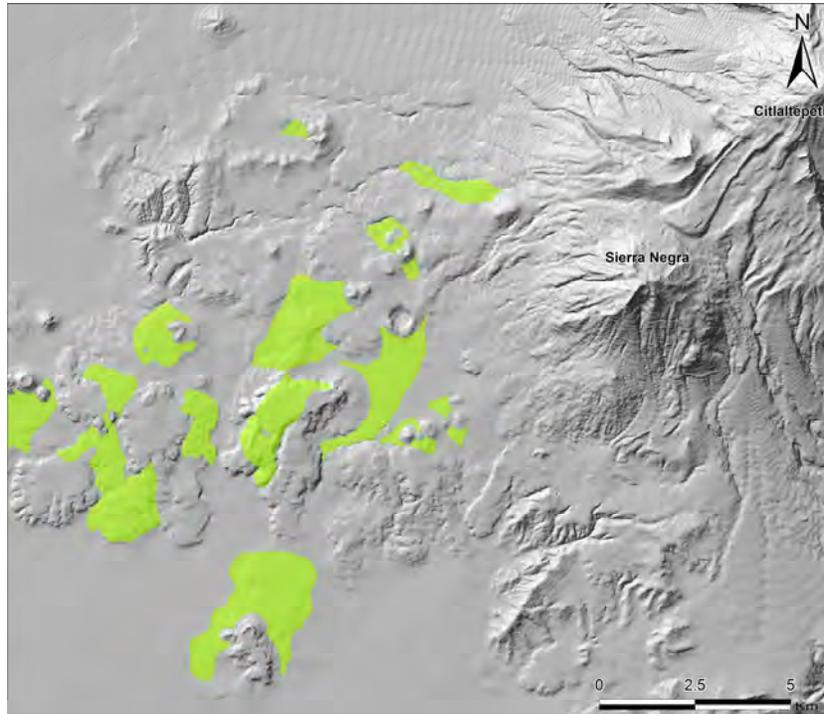


Figura 50. Coladas de lava intermedias asociadas al Campo Monogenético Serdán-Oriental.

### c) Tempranas

Este grupo se integra por 29 coladas de lava, que ocupan el sector medio-occidental de la zona que se estudia, su altitud promedio es 2 900 y 2 420 msnm; en general la morfología es lobular, los rasgos erosivos primarios han desaparecido, algunos por erosión y otros por estar cubiertos de piroclastos o sedimentos fluvio-lacustres. El área de estas estructuras suma 21.7 km<sup>2</sup> y presentan una longitud promedio de 3.9 km (Fig.51).

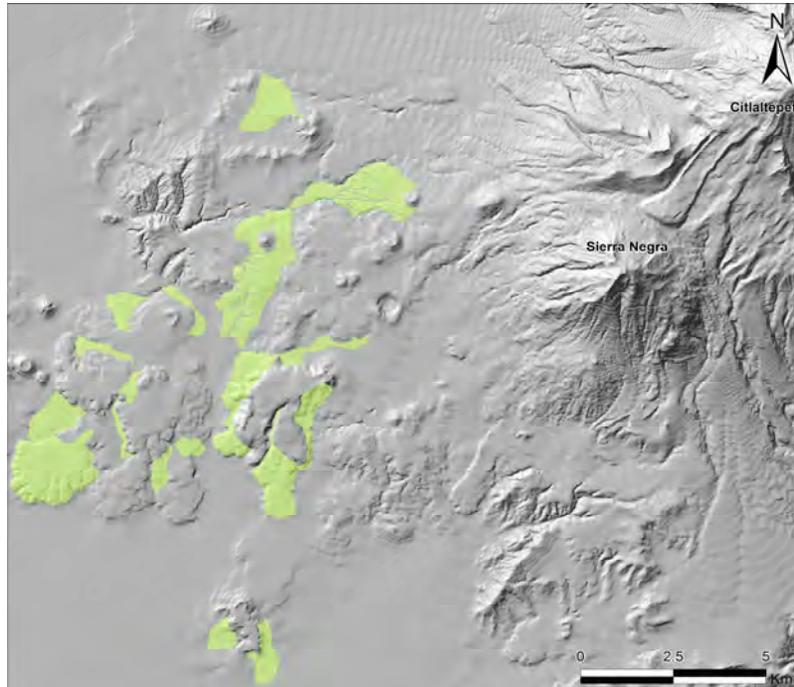


Figura 51. Coladas de lava tempranas asociadas al Campo Monogenético Serdán-Oriental.

#### 1.6.6. Volcanes menores

##### a) Tardías

Suman 34 coladas que se disponen de forma radial con respecto al edificio principal, se disponen entre los 4 400 - 3 300 msnm, son de morfología lobular y su modelado depende de su posición altitudinal, es decir glaciario para aquellas estructuras que se localizan por arriba de los 4000 m y fluvio-glaciario y fluvial para las que están por debajo del dato mencionado. En conjunto cubren un área de 42.38 km<sup>2</sup> y alcanzan una longitud de 4.6 km (Fig.52).

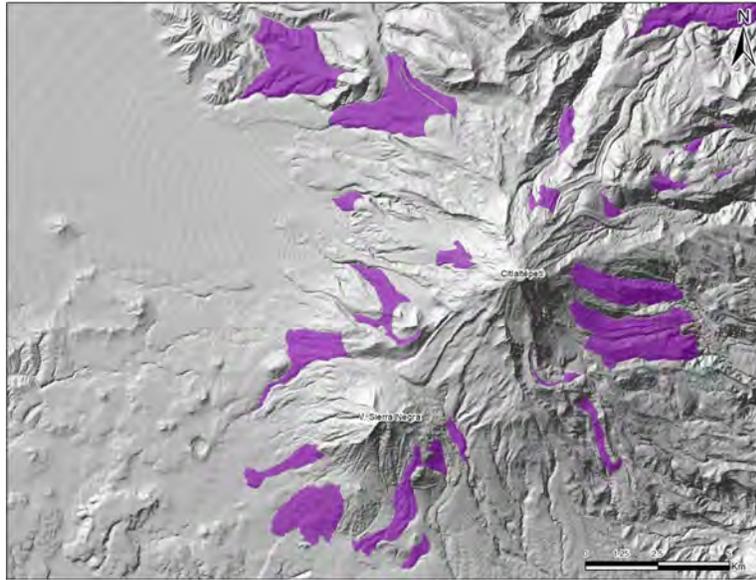


Figura 52. Coladas de lava tardías asociadas volcanes menores.

#### b) Intermedias

Se identificaron 28 coladas de lava dispuestas de manera radial; su nivel altitudinal promedio es de 4 060 – 2 940 msnm. En general, son de morfología lobular y los rasgos erosivos que predominan son los fluviales. El área que ocupan en conjunto es de 47.1 km<sup>2</sup> y su longitud promedio de 6.5 km (Fig.53).

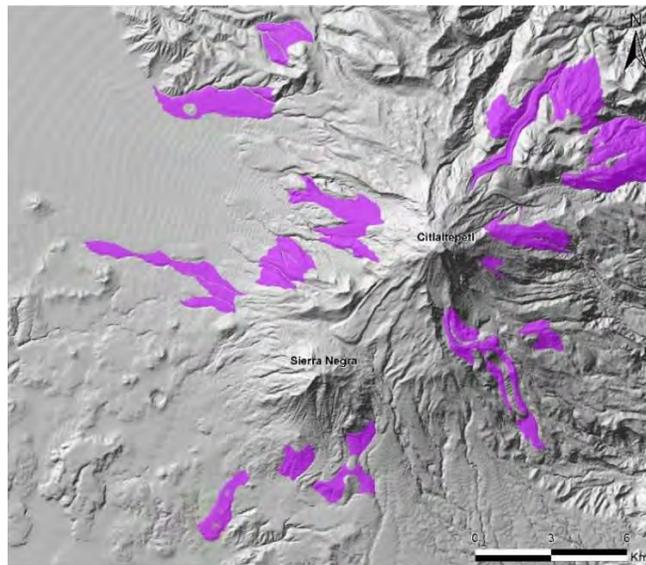


Figura 53. Coladas de lava intermedias asociadas volcanes menores.

### c) Tempranas

Se trata de 19 flujos de lava dispuestos de manera radial con respecto al Citlaltépetl; su altitud promedio va de los 3 500 a los 2 360 msnm. Son de morfología lobular y los rasgos erosivos que predominan sobre ellas son los fluviales, evidencia de esto, son redes de drenaje bien integradas que han desmantelado su superficie. El área que cubren es de 41.4 km<sup>2</sup> y su longitud promedio es de 4 km (Fig.54).

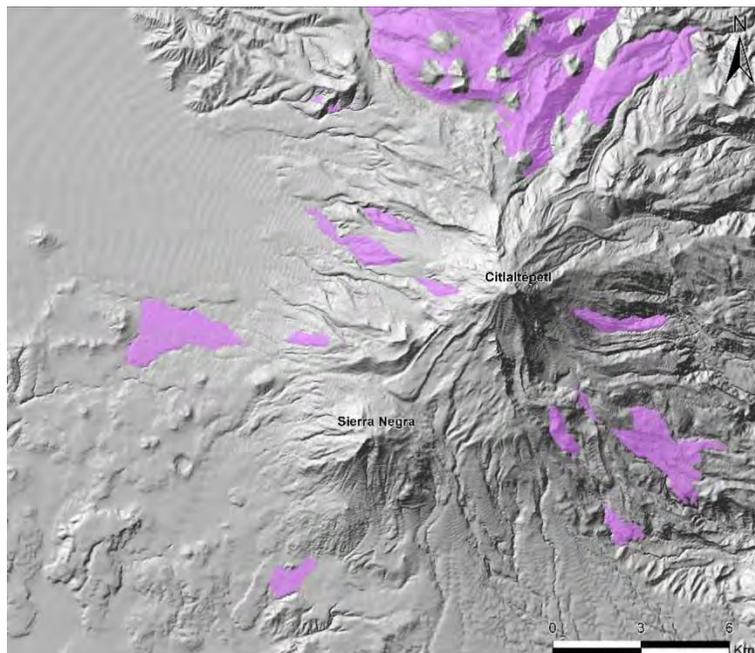


Figura 54. Coladas de lava tempranas asociadas volcanes menores.

Las coladas de lava se asocian a complejos volcánicos como el Citlaltépetl-Torrecillas-Espolón de Oro y el Campo Monogenético Serdán-Oriental. Los volcanes menores se presentan como focos individuales y en apariencia, no presentan ningún arreglo estructural. En general las lavas tienen una distribución radial, si se toma como centro el edificio principal, es importante mencionar que la espacialidad de las lavas ocupa una dirección NE-SW vistas en planta (Fig. 55).

En la figura 56, los flujos de lava se han diferenciado en tres colores de acuerdo con su temporalidad relativa, este criterio es geomorfológico y se realizó a partir de la

altura entre el conjunto de las coladas, de esta manera, se obtuvieron tres categorías, las tardías que ocupan un área de 116.2 km<sup>2</sup>, las intermedias con 80.5 km<sup>2</sup> y las tempranas o recientes con 98.6 km<sup>2</sup>. En este marco, se infiere que fue la relevante la actividad volcánica en su inicio y disminuye para volver a incrementarse en la actualidad. Otro hecho que destaca en el mapa es la existencia de un lineamiento con dirección WNW-ESE, este elemento tectónico divide la zona de estudio en los sectores NE y SW.

En el primer caso, las lavas conservan su disposición pseudo-radial, en el segundo, los flujos se presentan a manera de rampa y su distribución espacial sugiere un movimiento horizontal-diestro. Esta afirmación se ha hecho en función de una interpretación geomorfológica y hace falta complementarla con datos geológicos y dataciones con el fin de conocer a detalle la historia eruptiva de esta región.



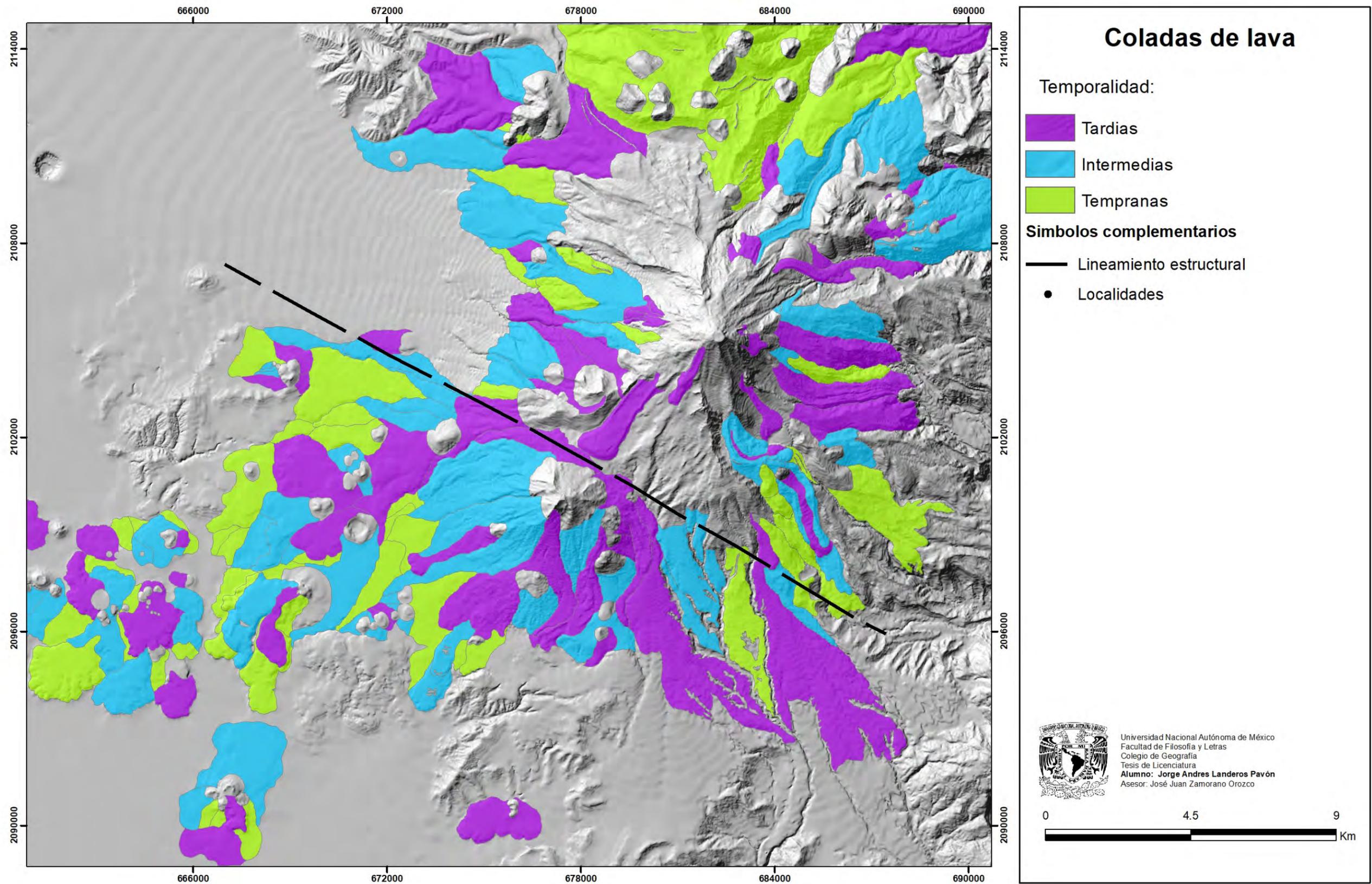


Figura 56. Mapa de emplazamiento de lavas de acuerdo a su temporalidad relativa.

## 2. Volcánico explosivo

Agrupar al relieve asociado con eventos eruptivos violentos generados por la composición del magma (ácido o intermedio) o por el contacto del fundido con mantos freáticos o superficiales. Estas condiciones están vinculadas con la liberación violenta de gases y volátiles. El resultado de este mecanismo eruptivo está representado por morfologías que pueden ser negativas o positivas (Schmincke, 2004).

### 2.1. Destructivo

Se refiere al relieve que resulta de una actividad violenta y por la destrucción parcial de estructuras, que da como resultado formas negativas como los anillos de toba.

#### 2.1.1. Anillos de toba

Son edificios de morfología cóncava de gran amplitud, las laderas interiores (atrio) son abruptas y profundas, definen un fondo de cráter por debajo de la superficie adyacente. Por el contrario, las vertientes exteriores son bajas y llegan a estar al mismo nivel que el terreno inmediato.

La morfología de los anillos de toba es resultado de una actividad freátomagmática, caracterizada por la presencia de oleadas y flujos piroclásticos (Lexa *et al.*, 2010), se localizan en la porción NW (1.3 km<sup>2</sup>), SW (0.1 km<sup>2</sup>), centro-occidental (0.3 km<sup>2</sup>) y forman parte del campo monogenético Serdán Oriental.

La edad relativa de los anillos de toba es reciente y en ellos se reconocen sus rasgos primarios, no obstante, el edificio localizado al NW, presenta un sistema fluvial bien integrado dentro del atrio, lo que define un patrón de drenaje radial centrípeto, este hecho sucede por la existencia de piroclastos poco consolidados que favorecen el desarrollo de este patrón de drenaje (Fig.57).

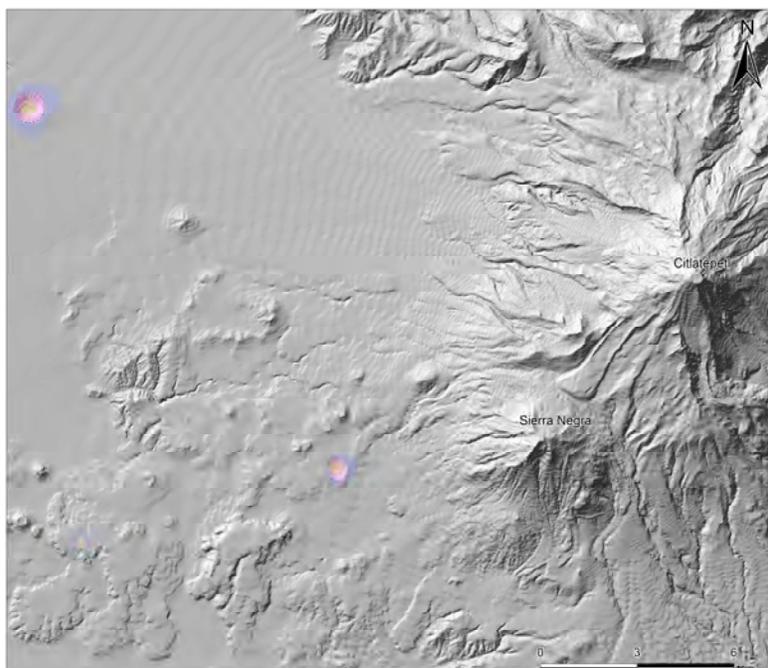


Figura 57. Anillos de toba emplazados sobre las porciones NW, SW y centro occidental de la zona de estudio.

## 2.2. Acumulativo

Es el relieve que resulta del depósito de detritos volcánicos, asociados a la actividad explosiva de un centro eruptivo. En este inciso, se consideran los conos de escoria y depósitos de avalancha de escombros.

### 2.2.1. Conos de escoria

La morfología de esas estructuras en general es de cono truncado, de laderas regulares y de inclinación  $< 35^\circ$ , se originan a partir de manifestaciones efusivas y explosivas, en donde se intercalan lavas, piroclastos, cenizas y escorias (Lexa *et al.*, 2010).

Existen 12 conos de escoria, se agrupan sobre el extremo SSW de la zona de estudio, forman parte del Campo Monogenético Sedan-Oriental y por su aspecto morfológico, se deduce una edad reciente para todos, en conjunto cubren un área de  $1.37 \text{ km}^2$  (Fig.58).

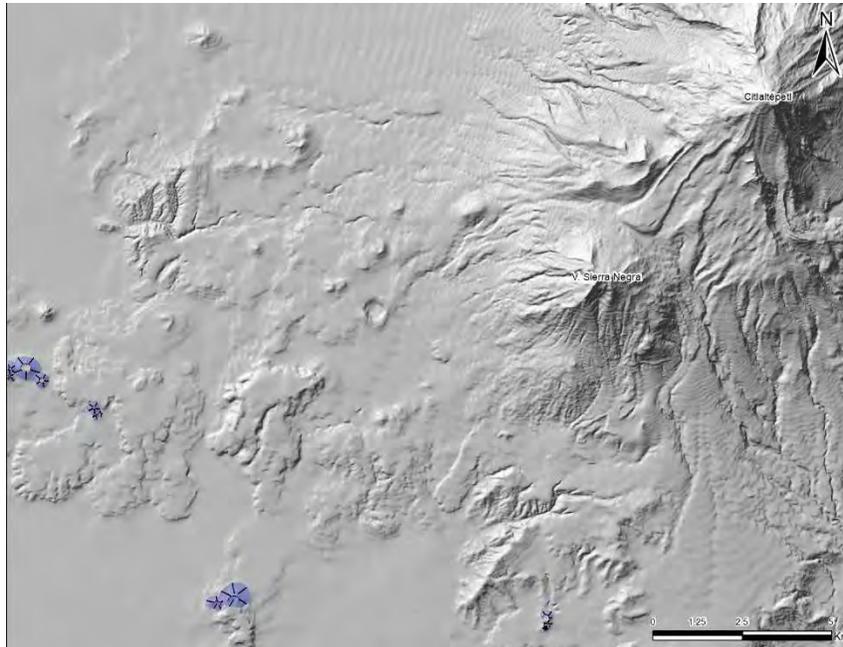


Figura 58. Conos de escoria al SW de la zona de estudio.

### 2.2.2. Depósitos de avalancha de escombros

Se trata de detritos volcánicos originados a partir de la destrucción total o parcial de un edificio principal; en general, se componen de una mezcla de rocas que se deslizan a gran velocidad sobre las laderas de la estructura. Al emplazarse estos depósitos, se forman superficies ligeramente inclinadas con pendientes homogéneas y espesores variables (Capra, 2000). En la zona de estudio se identificaron tres depósitos de avalancha y se disponen al WNW (106 km<sup>2</sup>), S (27 km<sup>2</sup>) y SE (km<sup>2</sup>) (Fig. 59).

La primera de ellas se emplazó sobre una superficie de inclinación homogénea, lo que favoreció una morfología de rampa continua, con desniveles de altura poco significativos y con una disminución gradual de pendiente. La edad estimada del depósito es < 46 000 AP (Siebe *et al.*, 1993). Sobre esta superficie ha tenido desarrollado un sistema de barrancos bien configurados con un diseño sub-paralelo y paralelo.

Los depósitos del S y SE han desarrollado una morfología tabular, diseño que lo condiciona la existencia de barrancos profundos en los bordes y al centro de toda

la masa deslizada. La actividad fluvial ha sido intensa e incluso ha llegado a descubrir el basamento de calizas cenozoica que soportan este tipo de depósitos.

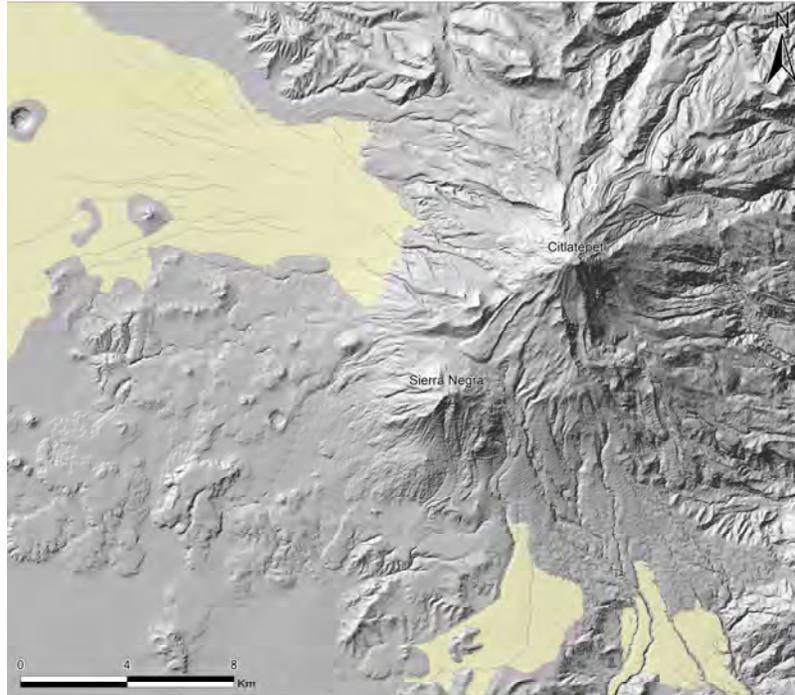


Figura 59. Depósitos de avalancha de escombros dispuestos sobre las vertientes WNW, S y SE.

#### 4.1.2. Relieve Endógeno Modelado

Se consideran relieves endógenos (volcánicos, tectónicos y plegados), que han perdido su morfología original por los efectos de la acción erosiva, asociada a los glaciares, los procesos fluvio-glaciares, fluviales y fluvio-gravitacionales.

##### 3. Volcánico

En este apartado se analiza el relieve asociado a la actividad volcánica (conos, domos, calderas, flujos de lava y mantos-rampas piroclásticas) así como la evolución de la morfología primaria, por efectos de la acción exógena.

##### 3.1. Relictos volcánicos

Se trata de evidencias o relictos de antiguas estructuras volcánicas, destruidas por explosiones (procesos internos) o intenso modelado.

### a) Torrecillas

Se trata de una estructura calderica antigua fragmentada en tres porciones, debido a los efectos de construcción-destrucción del CVC. Las evidencias, se localizan en las vertientes W ( $0.25 \text{ km}^2$ ), E ( $0.1 \text{ km}^2$ ) y S ( $13.6 \text{ km}^2$ ). Hay que mencionar que no solo la actividad volcánica modeló este conjunto, los glaciares también contribuyeron en ello y desarrollaron circos, paredes francas y valles en *U*.

La acción fluvial ha sido determinante a menor altitud, el ejemplo más puntual se observa en el S en donde los cauces al estar bien integrados y definir un denso patrón subdendrítico, desmantela estos terrenos (Fig.60).

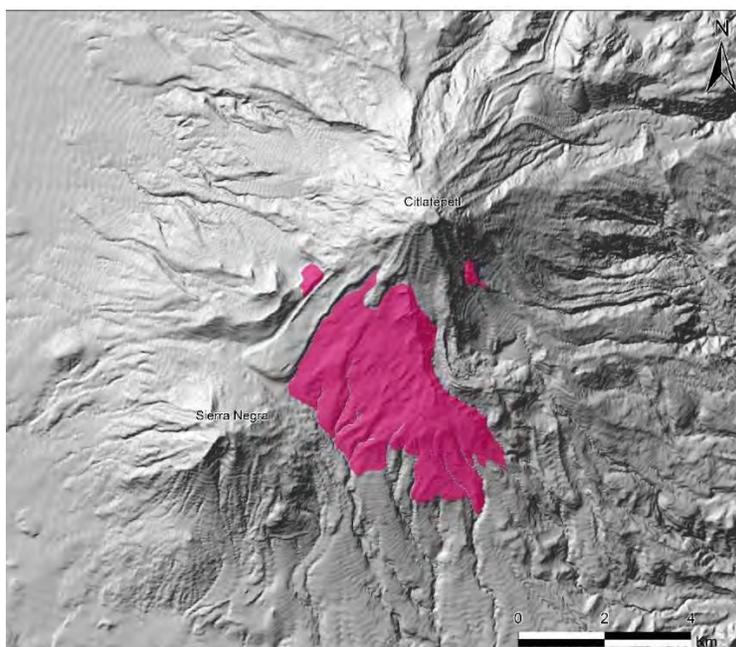


Figura 60. Relictos de la caldera Torrecillas dispuestos al W, E y S, respecto al edificio principal.

### b) Espolón de Oro

La evidencia morfológica pone de manifiesto que se trataba de un cono truncado, morfología que fue modificada en su última etapa eruptiva debido al colapso de su flanco NE, lo que dejó una depresión en forma de herradura (circo de deslizamiento), que tiempo después fue ocupada por una masa de hielo que dejó su impronta en el cuenco volcánico. El llamado Espolón de Oro (*el Sarcófago*), se

localiza al N del edificio principal, ocupa un área de 0.5 km<sup>2</sup> y se dispone a una altitud de 4700 msnm (Fig. 61).

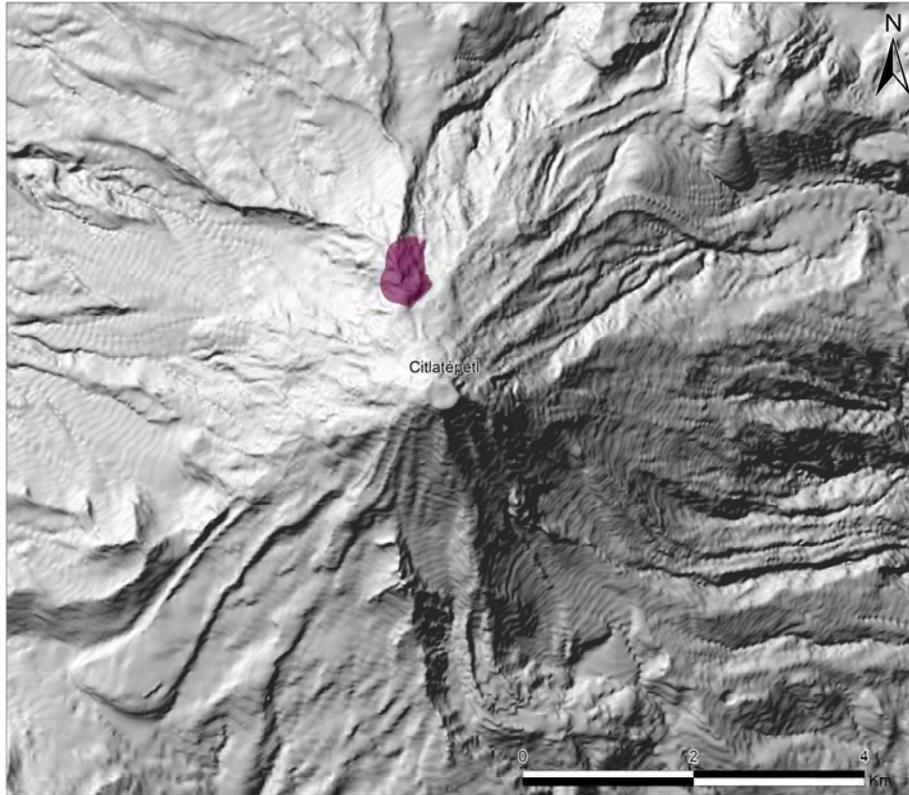


Figura 61. Espolón de Oro, se trata de un relieve residual con morfología de *Sarcófago*, se localiza en la ladera N del edificio principal.

### 3.2. Complejo Sierra Negra

Se trata de tres estructuras sobrepuestas localizadas al SW, respecto al edificio principal. El conjunto se dispone a 4020 msnm, ocupa un área de 3.3 km<sup>2</sup> y la morfología actual es resultado de la acción glaciaria, evidencia de ello, son los circos glaciares, laderas de fuerte inclinación y distintos depósitos morrenicos que cubren el fondo y algunas vertientes (Fig. 62).

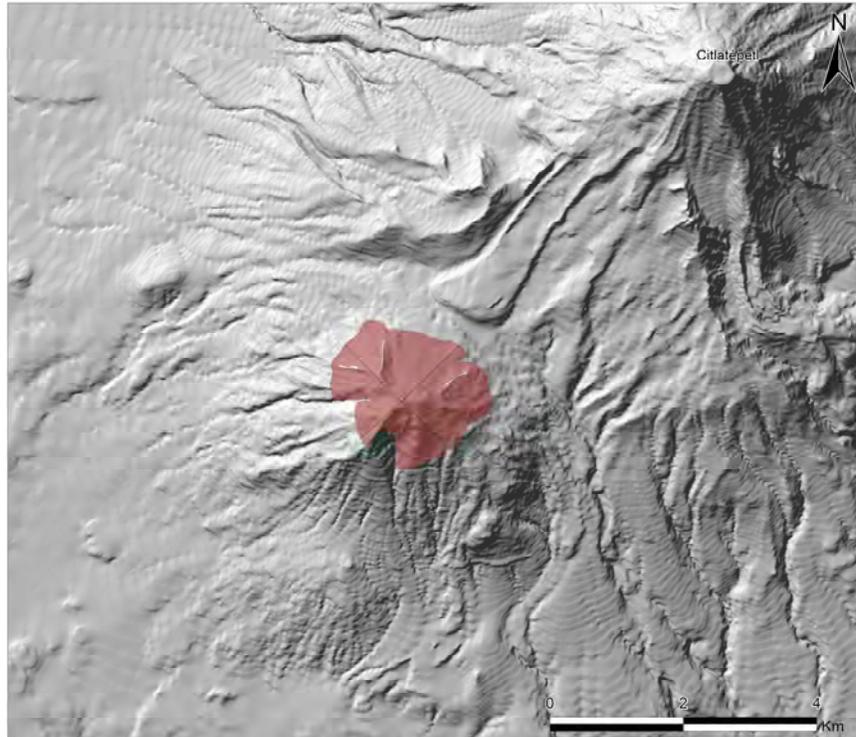


Figura 62. Complejo Sierra Negra, dispuesto al SW del Citlaltépetl.

### 3.3. Volcanes de lava modelados por procesos:

#### a) Fluvio-gravitacionales

Se trata de edificios volcánicos afectados por una integrada y densa red de drenaje, en donde la acción erosiva principal se lleva a cabo en la ladera baja de los valles, este hecho provoca un efecto de zapa, que debilita toda la vertiente, lo que favorece el colapso de la vertiente, hecho que favorece el desarrollo de los vales en lo horizontal.

La morfología de este tipo de volcanes se reconoce por evidencias que ponen de manifiesto la existencia de un cono truncado de cima convexa, al parecer no presentaban cráter, característica que puede estar asociada a la colmatación del mismo por piroclastos provenientes de edificios cercanos o de la última erupción de la misma estructura. Este tipo de focos de emisión, se localizan al NW de la zona de estudio y ocupan un área de 2.9 km<sup>2</sup> (Fig. 63).

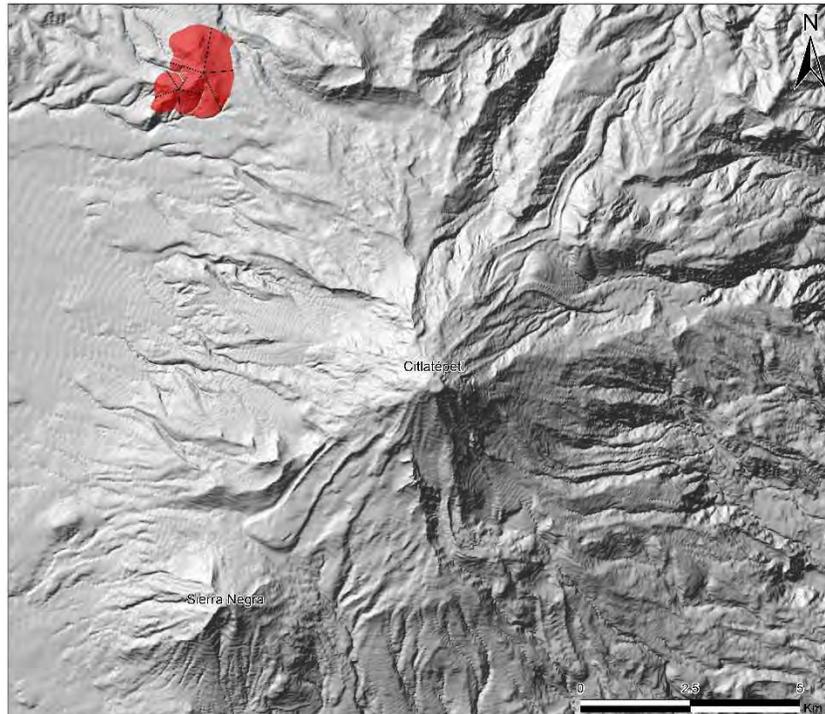


Figura 63. Volcanes afectados por la acción fluvio-gravitacional, al NW de la zona de estudio.

#### b) Fluvio-glaciares

Las formas de relieve que integran este grupo, han sido modeladas por la acción del agua estado sólido (glaciares) y líquido (fluvial). En el primer caso, el movimiento de las masas de hielo formó valles en U con inclinaciones abruptas y acumularon en el fondo de los valles gran variedad de detritos (morrenas). La ablación en los glaciares se presentó en la medida en que la temperatura fluctuaba, de esta manera, importantes volúmenes de agua, comenzaron a remover detritos de las vertientes y del talweg. Esta acción se presentó en los relieves localizados por encima de la cota de 3000 msnm y el proceso se desarrolló de una manera intensa sobre las superficies constituidas por secuencias de piroclastos y lavas intensamente fracturadas, ambos materiales facilitaron el desmantelamiento de las estructuras volcánicas, un total de 28, que se distribuyen de manera heterogénea (Fig. 64).

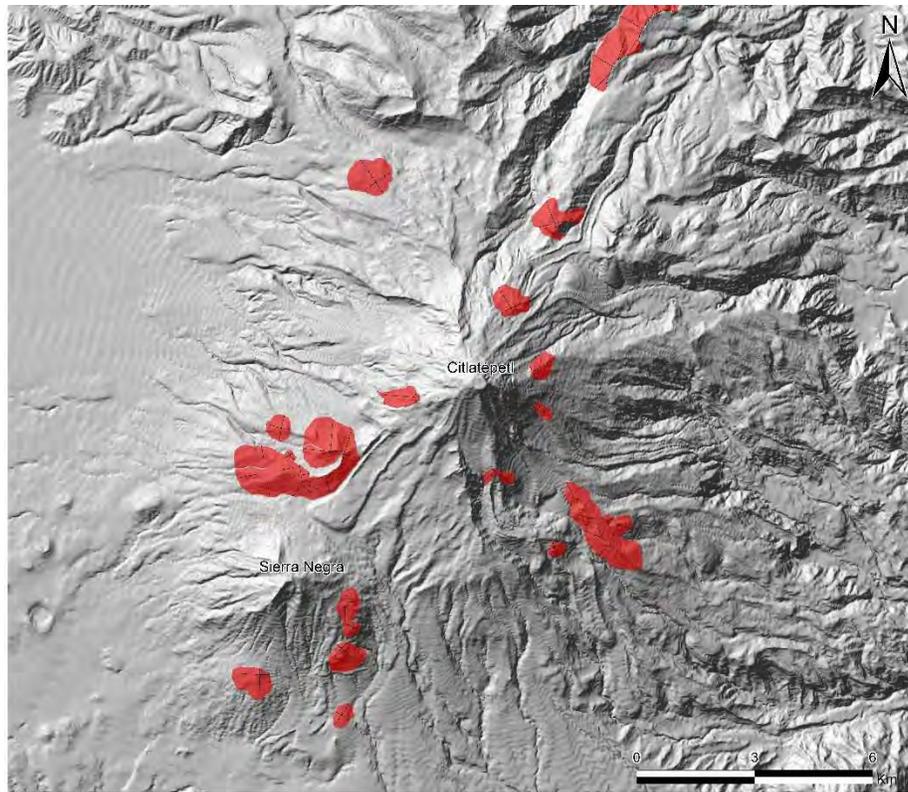


Figura 64. Estructuras volcánicas con modelado fluvio-glaciar.

### 3.4. Domos

#### a) Con modelado glaciar

Se trata de estructuras que al inicio presentaban una morfología de cúpula asimétrica, que se perdió por la acción glaciar, evidencia de ello, es la existencia de edificios asimétricos con paredes rectas-cóncavas, pulidas y con cubiertas de detritos en manto o en cordones en su base (Fig. 65).

En este marco, se identificaron doce estructuras por encima de los 3200 msnm, todas ellas en el sector norte (4.6 km<sup>2</sup>) y sur (0.2 km<sup>2</sup>). Hay que mencionar que, en conjunto, presentan una orientación preferencial NNE-SSW. De acuerdo con Vázquez–Selem (2000), los hielos que modelaron este relieve se vinculan con el *Ultimo Máximo Glaciar*.

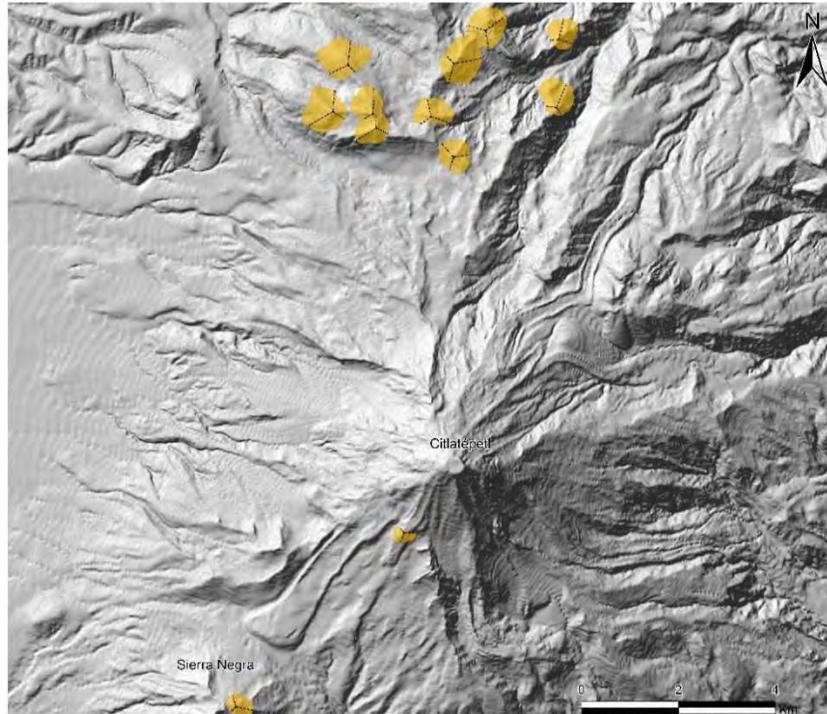


Figura 65. Domos con modelado glaciar, sobre los sectores N y SSW W de la zona de estudio.

### 3.5. Formas asociadas al relieve volcánico:

En este grupo se concentran las formas vinculadas con estructuras volcánicas, domos y coladas de lava; por lo general, representan morfologías primarias y se asocian a formas de edad reciente.

#### 3.5.1. Atrio

Son superficies rectas-ligeramente cóncavas que convergen hacia el fondo del cráter y definen las laderas interiores del mismo. Su inclinación, longitud y morfología puede ser cónica, semicónica o irregular. Están vinculadas a edificios recientes, sin embargo, es posible encontrarlos en otros que ya han sido modelados. (Alvarado, 2003).

#### 3.5.2. Fondo

Representa la porción más deprimida del cráter, su morfología varia de subhorizontal-ligeramente ondulada a inclinada, en planta, definen semicírculos y en la mayoría de los casos están bordeadas por laderas abruptas (atrio).

### 3.5.3. Cráter

Este elemento se define como una depresión volcánica circular (cerrada) o semicircular (abierta). Por lo general, su forma es de embudo, de profundidad y diámetro variable. En la zona de estudio, la mayoría de ellos conservan aun sus rasgos primarios como el labio o de cráter y laderas interiores (atrio) sin rastros de erosión, hecho que se asocia a una edad reciente.

#### a) Cerrado

Este tipo de cráteres indica un periodo de actividad explosiva, por lo general, se asocian a estructuras de cono truncado. Esta característica se observó en 13 estructuras, en donde destaca el Citlaltépetl; 3 anillos de toba; 2 volcanes de lava; 2 edificios en proceso de modelado fluvial; 2 sepultados de manera parcial; 2 conos adventicios y un cono cinerítico. Los edificios con cráter cerrado en promedio presentan un diámetro de 0.4 km y se distribuyen de manera heterogénea en el área de estudio.

#### b) Abierto

Se refiere a los edificios cuya particularidad es tener un cráter con morfología de herradura. Este arreglo puede deberse a dos causas; la primera se relaciona con una fase de actividad explosiva, en donde la ladera más inestable colapsa de manera parcial; la segunda se asocia a largos episodios efusivos en donde las coladas de lava fluyen de manera constante, impidiendo la existencia de un cráter cerrado (Alvarado, 2003). Se reconocieron 30 estructuras con estas características, el diámetro que presentan varía de 0.4 - 0.6 km, y su espacialidad es heterogénea.

#### c) Sin cráter

Se trata de conos con cima convexa-plana, el origen de esta morfología tiene dos explicaciones; la primera, se asocia al relleno que realizaron las lavas al momento de emanar al final del periodo eruptivo, lo que fungió como un tapón del conducto principal; el segundo, se relaciona con depósitos piroclásticos provenientes de focos cercanos, que rellenaron y disimularon la depresión original. Con estas

características existen 49 estructuras en la zona de estudio y no presentan un arreglo preferencial.

#### 3.5.4. Levée

Su morfología es de dique o pared, son alargados, estrechos y se disponen en los bordes del flujo de lava. Su origen se asocia a un enfriamiento diferencial entre los flancos y el cuerpo central del flujo. Los bordes al perder temperatura de manera repentina, retardan su avance y al solidificarse definen las barreras, hecho que provoca el encausamiento de la colada (Scarth, 1994; Cas y Wright, 1993). Se consideran morfologías primarias y están asociadas eventos efusivos recientes. En el área de estudio son característicos de las lavas del Citlaltépetl, de algunas estructuras que integran el Campo Monogenético Serdán-Oriental y de volcanes menores.

#### 3.5.5. Crestas de compresión

Estructuras a manera de cordones que se disponen transversales a la dirección del flujo, su origen, se asocia a lavas fluidas de composición básica (basalto, basalto-andesita), se desarrollan en la superficie de la colada y su presencia supone un avance lento y la compresión del flujo, debido a la existencia de obstáculos topográficos en el recorrido de la lava.

#### 3.5.6. Llanos volcánicos

Son pequeños espacios a manera de depresiones que se forman entre coladas de lava cuando estas no alcanzan a cubrir toda la superficie existente, estos se generan cuando los flujos se enfrentan con otra unidad, lo que desvía su trayectoria y permite el desarrollo de esta morfología; después se rellenan con depósitos piroclásticos de volcanes adyacentes o detritos de acarreo.

Se identificaron cinco llanos volcánicos, todos ellos localizados en el sector SW y en todos los casos su área promedio no supera los 0.8 km<sup>2</sup>.

### 3.6. Volcanes parcialmente sepultados

Se refiere a estructuras volcánicas cubiertas de manera parcial por flujos de lava y detritos de caída, todas ellas, asociadas a campos monogenéticos recientes. Existe otra vibrante, se trata de focos eruptivos que han tenido desarrollo en la cercanía de la planicie de la Cuenca Serdán-Oriental, en este caso a las cubiertas piroclásticas, se suman sedimentos lacustres y detritos fluviales, todos estos mantos disimulan la morfología original, lo que dificulta su caracterización. (Fig. 66).

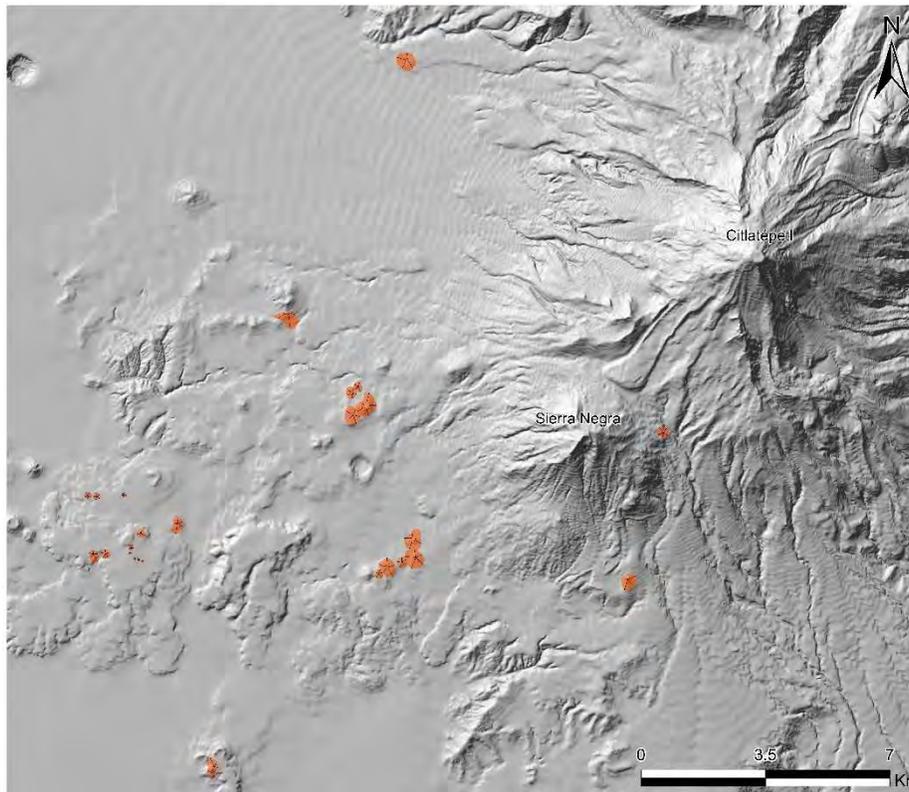


Figura 66. Volcanes parcialmente sepultados.

#### 4. Sedimentario-marino

El relieve de este tipo se origina a partir de la compresión, ruptura y levantamiento de estratos de caliza desde el fondo oceánico hacia la superficie, proceso que ocurrió durante el mesozoico. En la zona de estudio, se presentan a manera de elevaciones aisladas, es decir, afloran algunos sectores anticlinales intensamente disectados que definen una morfología de cresta.

#### 4.1. Sierras Plegadas (calizas)

Se trata de conjuntos montañosos de origen calcáreo, en donde los procesos exógenos han desarrollado valles profundos que están controlados por sistemas de fallas en arreglo ortogonal. Los sistemas fluviales alternan con interfluvios con morfología de cresta, convexa o mesiforme. Hay que mencionar, que la existencia de cubiertas piroclásticas retarda la acción fluvial y los procesos Kársticos, lo contrario sucede en las vertientes fluviales en donde la acción de los cauces es más agresiva.

##### a) Con cobertura piroclástica

Los conjuntos montañosos de este tipo se localizan a manera de arco, en el sector S de la zona de estudio. Este sustrato representa el basamento en el cual, tuvo desarrollo el CVC. La actividad volcánica del Pico de Orizaba y de otros focos eruptivos cubrió las sierras plegadas disimulando la morfología original y adoptar una plana-tabular.

Estas estructuras se localizan en los sectores NE (0.7 km<sup>2</sup>), SE (20.7 km<sup>2</sup>), SSW (30.9 km<sup>2</sup>) y W (15.5 km<sup>2</sup>) de la zona de estudio. La dinámica que predomina sobre ellas es la fluvial en donde la existencia de cubiertas piroclásticas ha favorecido el desarrollo de patrones de drenaje subdendriticos, que ponen de manifiesto el desmantelamiento de los piroclastos de caída (Fig. 67).

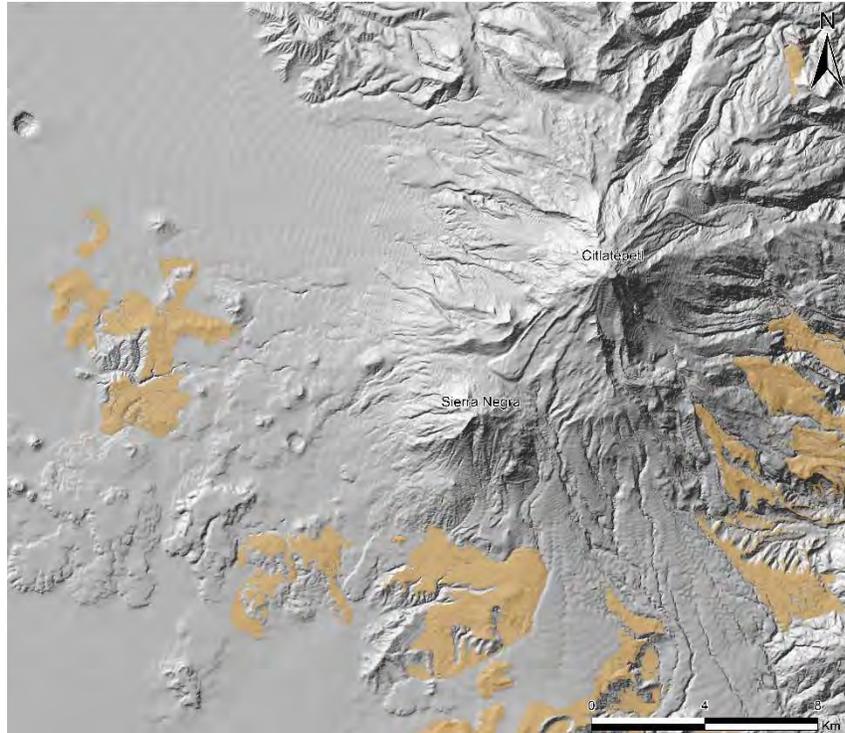


Figura 67. Sierras plegadas (calizas) con cubierta piroclástica.

#### b) Sin cobertura piroclástica

Se trata de montañas con diferencias altitudinales muy marcadas, en ocasiones los afloramientos de este tipo se presentan aislados o definen laderas modeladas por la acción glacial o fluvial, ambos procesos tienden a magnificarse en la medida en que la inclinación del terreno se incrementa. La disposición de estas estructuras se presenta a manera de bloques que ponen de manifiesto movimientos verticales ocurridos en el mesozoico (Orogenia Laramide) (Fig. 68).

Estas formas de relieve se localizan en los sectores E (45.7 km<sup>2</sup>), S (25.1 km<sup>2</sup>), W (4.8 km<sup>2</sup>) y NW (12.2 km<sup>2</sup>). La importancia de la dinámica fluvial sobre estos territorios se reconoce a partir de la existencia de patrones fluviales anulares, subparalelo y dendríticos, todos ellos muy densos. Las condiciones de modelado glacial en la porción E, se asocia con el descenso de masas de hielo, hecho que favoreció el desarrollo de circos y el emplazamiento de pequeños cordones morrenicos sobre sus laderas y fondos.

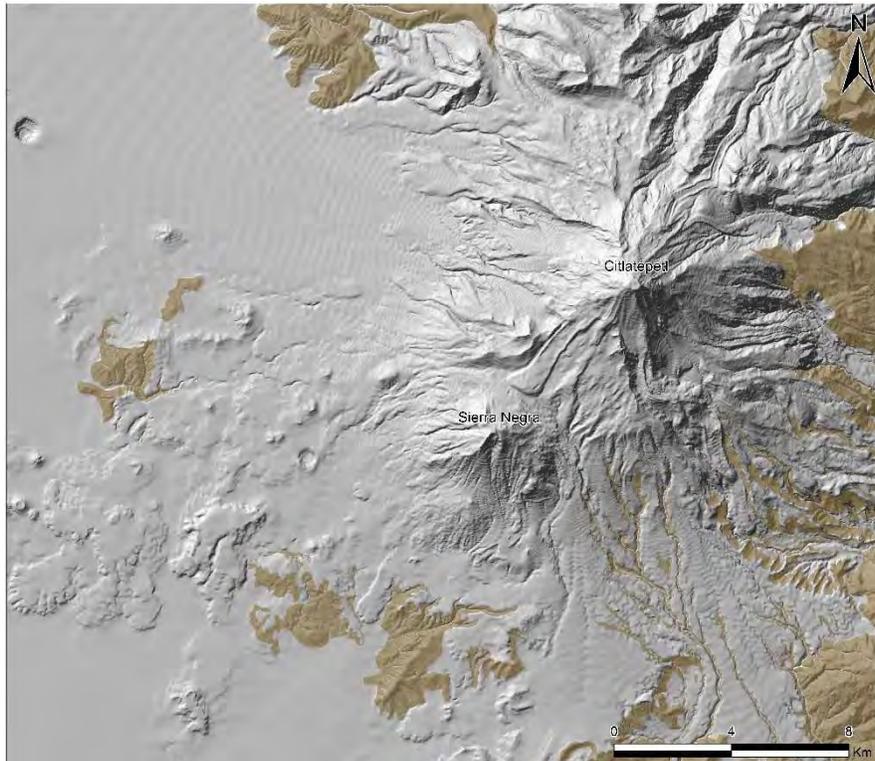


Figura 68. Sierras plegadas (calizas) sin cobertura piroclástica.

### 4.1.3. Relieve Exógeno

En este apartado se analizan las formas de relieve asociadas a la dinámica erosiva y acumulativa; los factores que condicionan esta génesis son la permeabilidad y la edad del sustrato, la inclinación del terreno, la posición altitudinal, así como, las condiciones climáticas locales (presentes y pasadas).

#### 5. Erosivo fluvial

Esta clasificación incluye las formas de relieve de carácter erosivo, creadas por la incisión de los ríos sobre la superficie, donde la profundidad, amplitud, longitud y densidad varían de acuerdo a la competencia a la erosión por parte de los materiales donde se desarrollan.

##### 5.1. Valles:

Se consideran formas negativas del relieve y su morfología es la de una depresión alargada y estrecha, formada por la acción erosiva fluvial (Lugo, 2011). Los valles

en conjunto forman patrones de drenaje, que varían de acuerdo a las condiciones litológicas, estructurales, inclinación del terreno y geometría del territorio donde se emplazan. En el Citlaltépetl existen arreglos dendríticos, subdendríticos, subparalelos, radiales centrífugos, centrípetos radiales y centrípetos anulares (Guerra-Peña, 1980) (Fig. 69).

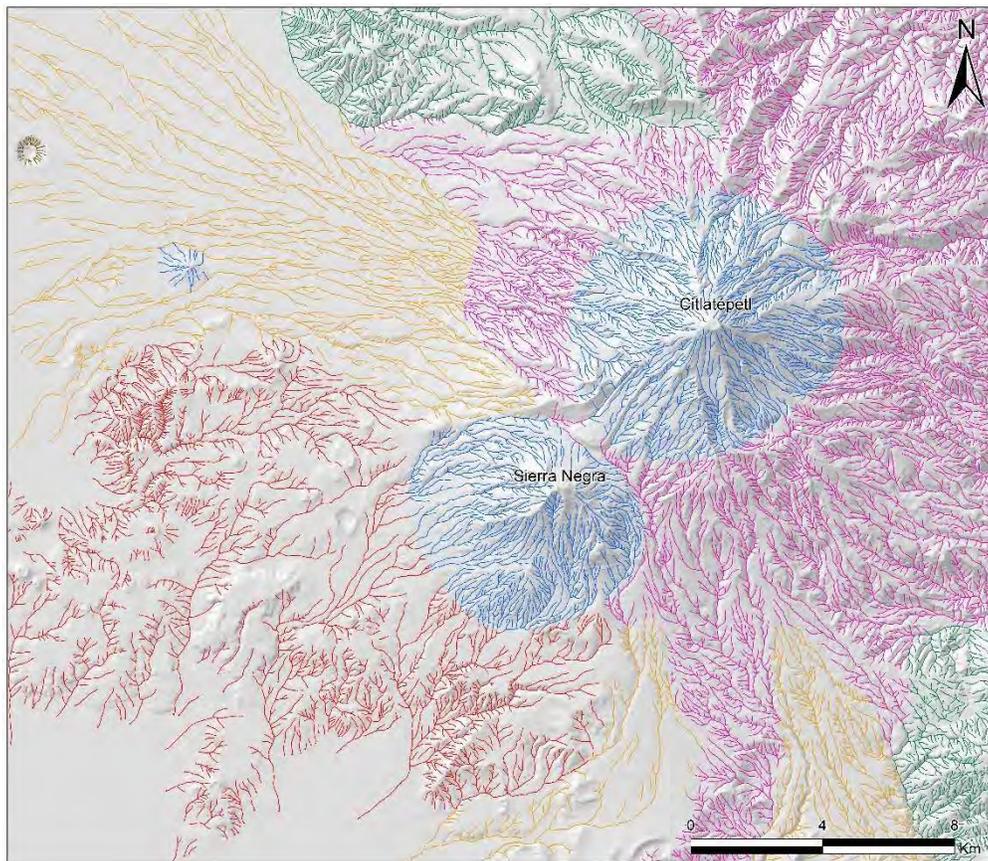


Figura 69. Distribución de corrientes fluviales con arreglos dendríticos (color rojo), subdendríticos (color rosa), subparalelos (color ocre), radiales centrífugos (color azul), centrípetos radiales (color café) y centrípetos anulares (color verde).

El drenaje dendrítico se dispone en torno a una corriente principal que sigue la inclinación general de la ladera; sus afluentes presentan una heterogeneidad en la dirección de los flujos, uniéndose al cauce principal formando ángulos agudos. Se desarrolla sobre sustratos de composición homogénea que ofrece un mismo grado de resistencia a la erosión; así como, relieves contrastantes en topografía (Guerra-Peña, 1980). Su existencia pone en evidencia superficies antiguas, es decir el relieve al estar expuesto un largo periodo de tiempo a la acción de los cauces,

desarrolla sistemas fluviales bien integrados y densos, característica que hace posible establecer una edad relativa, en este caso, antigua para los terrenos que forman el piedemonte volcánico de la zona de estudio (Fig. 69).

Los patrones subdendrícos son una modificación del dendrítico y se distinguen por una menor densidad de cauces, característica que indica una mayor longitud de las laderas y por lo tanto, una simplificación de la pendiente general. Su existencia está condicionada por las cubiertas piroclásticas que mantienen los flujos de lava que condicionan su existencia en el Campo Monogenético Serdán-Oriental.

El drenaje subparalelo se dispone sobre rampas proluviales-aluviales que se localizan entre el piedemonte volcánico y las planicies del nivel de base, al presentar un incremento gradual de la pendiente ( $< 5^\circ - 10^\circ$ ) y desniveles topográficos poco significativos, los valles se disponen espaciados de manera regular, los afluentes desaparecen, ubicándose tanto en la vertiente oriental como en la occidental. Este arreglo se observa al W y S del volcán principal, donde existen rampas piroclásticas asociadas a los depósitos de avalancha y de caída.

El arreglo radial centrífugo se caracteriza por desarrollarse en torno a un edificio volcánico; este drenaje se dispone de forma circular y sus corrientes se distribuyen desde un punto central, representado por la cima del volcán. En este marco, se identificaron dos arreglos de este tipo, sobre los conos del Citlaltépetl y la Sierra Negra.

El patrón centrípeto radial, se diferencia del anterior, porque las corrientes confluyen en una depresión topográfica central, una cuenca estructural o *sumideros volcánicos*. En este caso, sobre un anillo de toba, localizado al W del volcán principal.

Las corrientes centrípeto anulares, son similares al patrón anterior; la única diferencia es que se desarrolla sobre estructuras antiguas como es el caso de las sierras de caliza descubiertas, localizadas al N y SE de la zona de estudio.

Con profundidad:

- a)  $< 10$  m

En este apartado se agrupan las formas menores del relieve erosivo fluvial, como son las cárcavas; las cuales, son una zanja cuya profundidad es la suficiente para cubrir a una persona, incluso con los brazos levantados, la densidad en el terreno de estas estructuras se conoce como *badlands*.

Representan la evolución más temprana de los valles, con ellos se inicia la erosión fluvial, en la zona de estudio son característicos y presentan un intenso poder erosivo estacional. Estas superficies no logran definir una red de drenaje integrada, se presentan aislados, son de poca longitud y tienden a desaparecer en la medida que avanzan ladera abajo.

Otro origen de estas corrientes ocurre por el deshielo de los glaciares y las nevadas de temporal, bajo estas condiciones, se emplazan en el fondo de los valles glaciares, en donde, desarrollan una morfología en V como respuesta a la disección del fondo de la estructura glaciar que los contiene. Una vez que los ríos abandonan la amplia y profunda depresión alargada, recorren algunos cientos de metros y desaparecen, la mayoría de ellos, se filtran y surgen a manera de manantiales en las partes bajas de la estructura.

Las cárcavas se vinculan a la erosión remontante que hace retroceder los escarpes de lava, la mayoría de ellos cubiertos por detritos volcánicos. También son frecuentes en la porción superior de las coladas, removiendo material detrítico poco consolidado (cubiertas piroclásticas). En los sectores W y S, asociados a los depósitos de avalancha se presentan en un arreglo semiradial y sus profundidades no son importantes debido a la cercanía del nivel de base.

b) 20-40 m

En este grupo se consideran a los barrancos, se trata de formas mayores del relieve erosivo-fluvial. En planta, son rectilíneos; en perfil son angostos, de flancos abruptos y asimétricos en la mayoría de los casos, presentan afluentes y su presencia, morfología y localización es controlada por la geometría, longitud e inclinación del terreno y existencia de fallas o contactos (Fig. 70).

Los barrancos tienen una profundidad y anchura de decenas de metros, mientras que la longitud puede ser de kilómetros, tienden a ramificarse y en este sentido, las cárcavas funcionan como sus tributarios y pueden llegar a formar amplias redes.

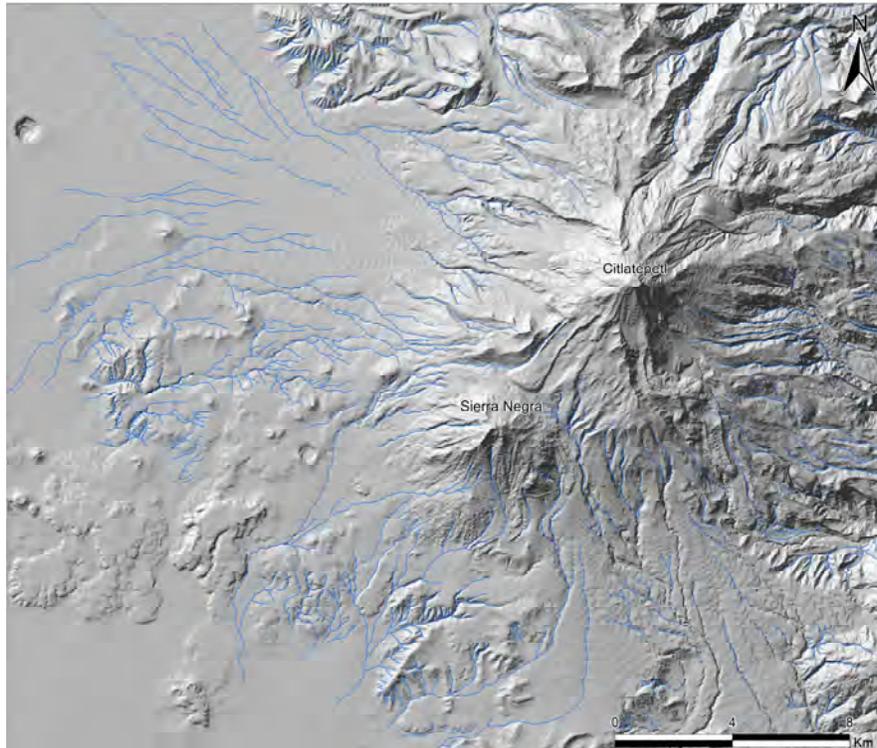


Figura 70. Distribución de corrientes fluviales con profundidad de 20-40 m.

c) > 40 m

Se trata de valles principales o secundarios, por lo general, la corriente de agua es permanente y su volumen varía en función de la estación del año o de lluvias extraordinarias.

En la zona de estudio los ríos que ocupan este tipo de valles son endorreicos y exorreicos, los primeros drenan hacia la Cuenca Serdán-Oriental y los segundos forman parte de sistemas fluviales regionales, que desembocan en el océano pacífico.

El desarrollo de este tipo de valles, tiene lugar entre contactos geológicos o geomorfológicos, del mismo modo en territorios donde existen estructuras

disyuntivas importantes o en terrenos donde la competencia del material permite su desarrollo en la vertical como en la horizontal (territorios sedimentarios, depósitos de avalancha y cubiertas piroclásticas) (Fig.71).

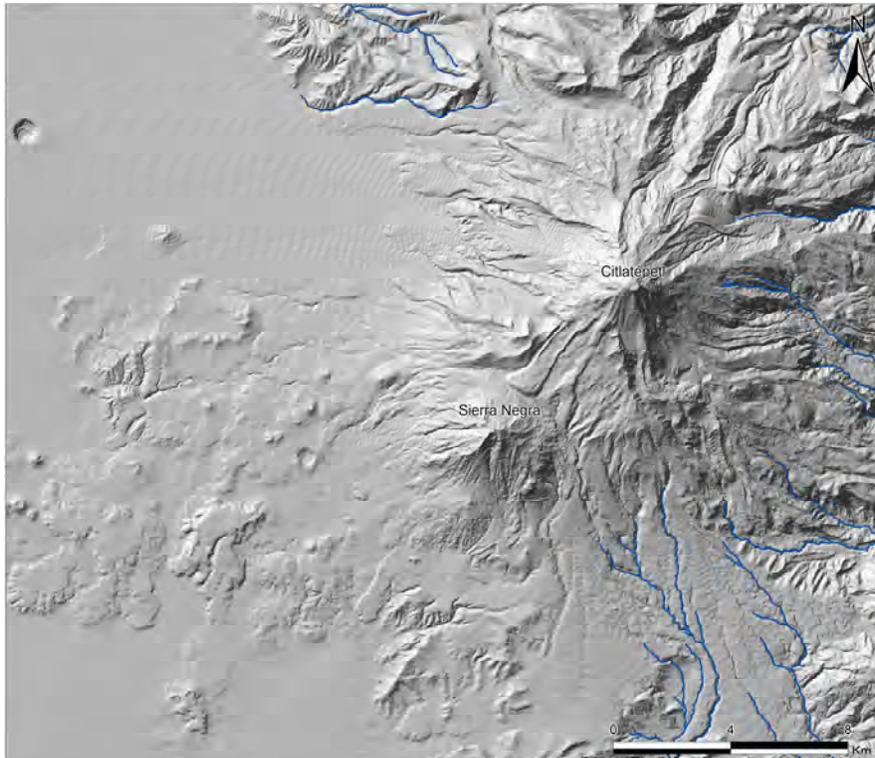


Figura 71. Distribución de corrientes fluviales con profundidad de > 40 m.

## 5.2. Circos fluviales

Se trata de superficies cóncavas a manera de anfiteatro y con laderas escarpadas; por lo general, este tipo de morfologías se ubican en las cabeceras de los ríos en donde predomina una dinámica fluvial, erosivo remontante. En la zona de estudio se reconocieron cuatro cabeceras fluviales emplazadas sobre las estructuras sedimentarias de la porción NE.

## 6. Acumulativo fluvial

Las formas de relieve asociadas a procesos fluviales acumulativo son aquellas en donde el río cambia su dinámica erosiva para comenzar a depositar los materiales transportados; esto se debe a la disminución del perfil longitudinal del río o a la cercanía de un nivel de base local.

### 6.1. Corredores de escombro

Se trata de detritos transportados por ríos y que al llegar la zona de estiaje quedaron *colgados* en el fondo del valle. En la época de estiaje estos materiales pueden moverse por gravedad, más su máximo dinamismo se alcanza en las lluvias estacionales o torrenciales, su presencia se asocia a materiales poco consolidados dispuestos sobre pendientes pronunciadas. Se ubican al W de la zona de estudio (Fig. 72).

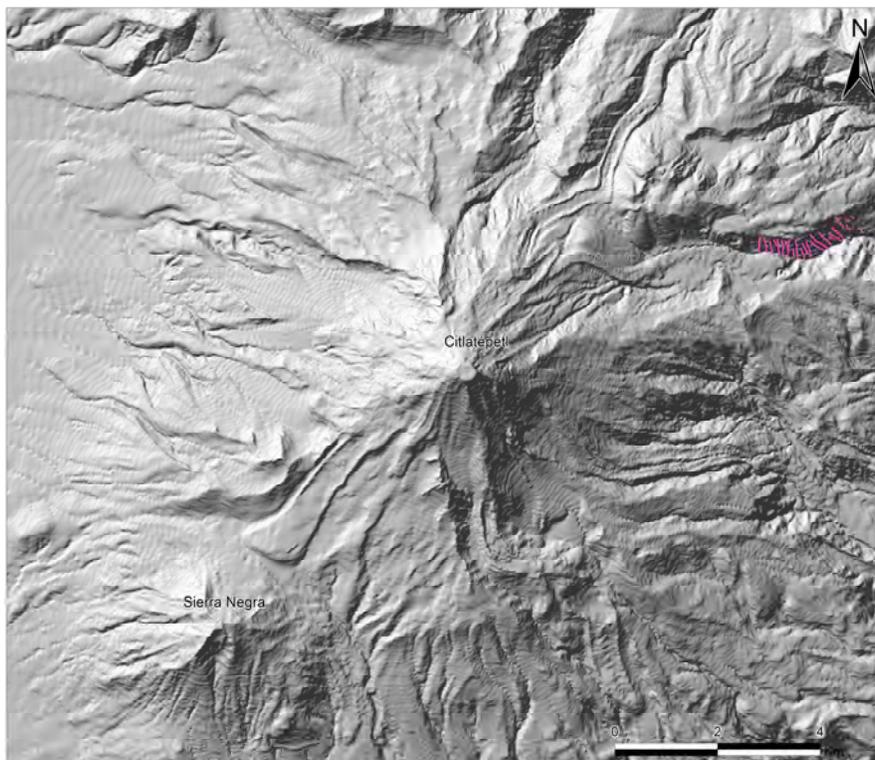


Figura 72. Corredores de escombro localizados en la vertiente N de la barranca Seca.

### 6.2. Llanuras de inundación

Son formas de relieve que se desarrollan cuando el cauce está cercano a un nivel de base local o a una disminución del perfil longitudinal del río por colmatación por lo que, en ambos casos, disminuye el poder erosivo y favorece la acumulación fluvial.

La forma que resulta es un terreno subhorizontal, ondulado, ligeramente inclinado y de anchura variable. Dentro de la zona de estudio se identificaron una superficie de este tipo dispuesta en las porciones cercana del rio de la barranca Seca (Fig. 73).

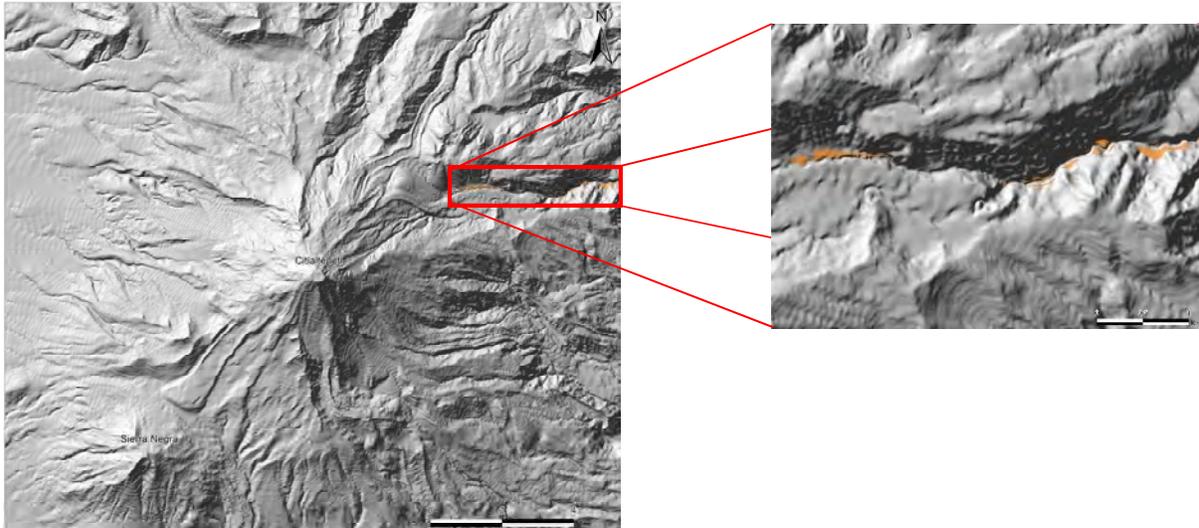


Figura 73. Llanuras de inundación en la barranca *El Seco*, al W del Citlaltépetl.

### 6.3. Rampas proluviales-diluviales

Se trata de superficies con morfología de medios conos recostados que cuando coalescen definen rampas con una inclinación que varía entre  $20^{\circ}$  –  $30^{\circ}$ . Su origen se asocia a procesos fluviales, caracterizados por una dinámica torrencial y a un cambio de pendiente brusco entre el ángulo del perfil longitudinal del río y la zona de depósito, en este caso se trata de la superficie subhorizontal (Cuenca Serdán-Oriental). En la zona de estudio, se reconocieron seis mantos proluviales sobre las porciones SE ( $2.5 \text{ km}^2$ ) y NW ( $2.1 \text{ km}^2$ ) (Fig. 74).

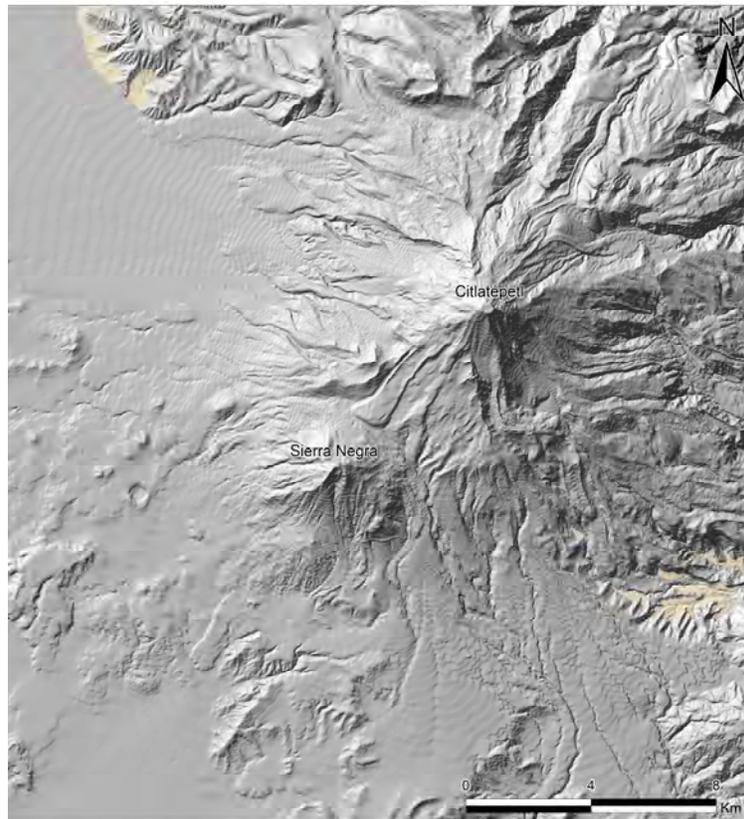


Figura 74. Rampas proluviales-diluviales dispuestas sobre las porciones NW y SE.

#### 6.4. Abanicos aluviales

Es un relieve acumulativo con morfología de cono recostado amplia, su geometría es convexa y su origen está asociada a una continua remoción de detritos, que en este caso, son de origen volcánico (caídas y flujos) y glaciar (morrenas).

Su origen se vincula con un cambio brusco de pendiente entre la zona montaña, donde tienen su origen, y la planicie donde los detritos son depositados hacia el frente, de manera, que se van expandiendo sobre la superficie debido a la falta de obstáculos que detengan su avance (Blair y McPherson, 1994).

##### 6.4.1. Proximales

Este tipo de abanicos se caracterizan por su cercanía a la zona de montaña; su recorrido sobre superficie es corto y sus dimensiones pueden ser pequeñas. En este marco, se identificaron cinco estructuras acumulativas dispuestas sobre las

porciones E (1.3 km<sup>2</sup>) y W (0.2 km<sup>2</sup>) de la zona de estudio. En el caso de la primera, su origen se asocia al acarreo de detritos volcánicos por la acción fluvio-gravitacional. Mientras que el de la segunda, se vincula al retrabajo que ocasionaron los ríos sobre los depósitos de avalancha (Fig. 75).

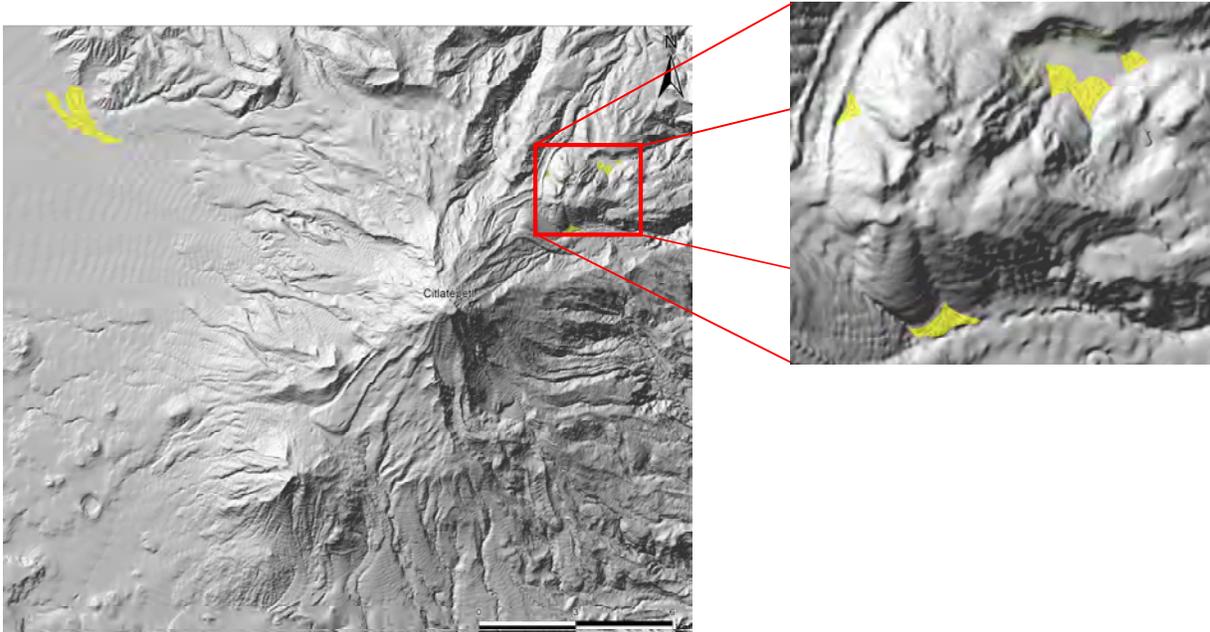


Figura 75. Abanicos aluviales proximales.

#### 6.4.2 Distales

A diferencia de los anteriores, estas estructuras alcanzan grandes distancias y localizan en las porciones más lejanas a la zona de montaña. En este caso, se identificó uno al W del volcán principal y cubre un área de 9.4 km<sup>2</sup> (Fig. 76).

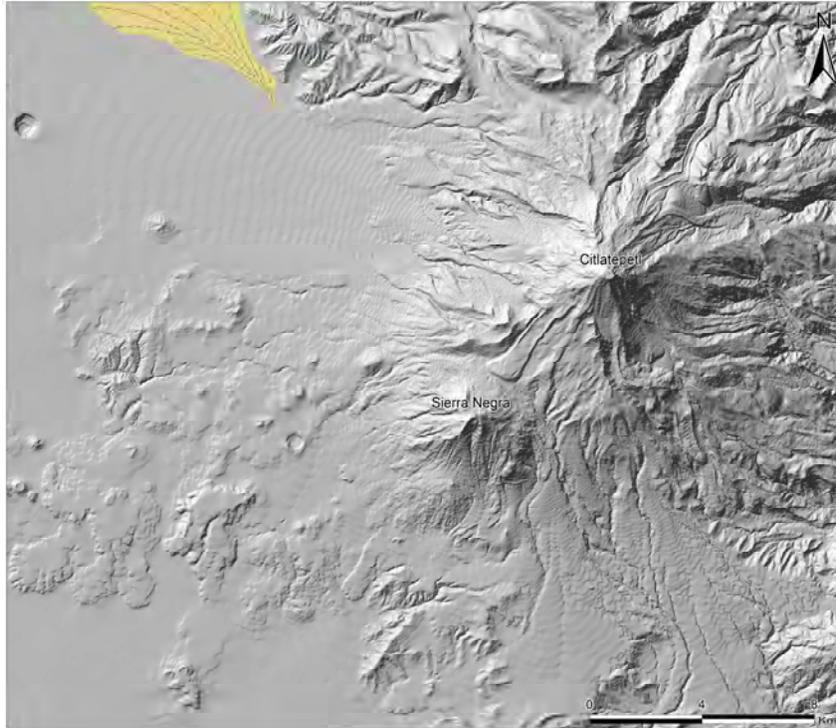


Figura 76. Abanicos aluviales distales.

### 6.5. Superficies complejas

Se trata de terrenos subhorizontales- ondulados-ligeramente inclinados; su origen es complejo y se asocian a la obturación que sufren los valles fluviales por emplazamiento de relieves recientes (lavas).

#### a) Internas

Forman parte del Campo Monogenético Serdán-Oriental, están limitadas por coladas de lava y edificios volcánicos, en ellas, no solamente quedaron represados materiales acarreo fluvial, sino también depósitos de caída (piroclásticos).

Estos terrenos, son superficies planas que se han desarrollado entre contactos amplios entre coladas de lava con distinto foco emisor, su posición altitudinal es superior al de los terrenos subhorizontales de la Cuenca Serdán-Oriental. Se identificaron dos superficies de este tipo sobre el sector W y en conjunto cubren un área de 6.1 km<sup>2</sup> (Fig. 77).

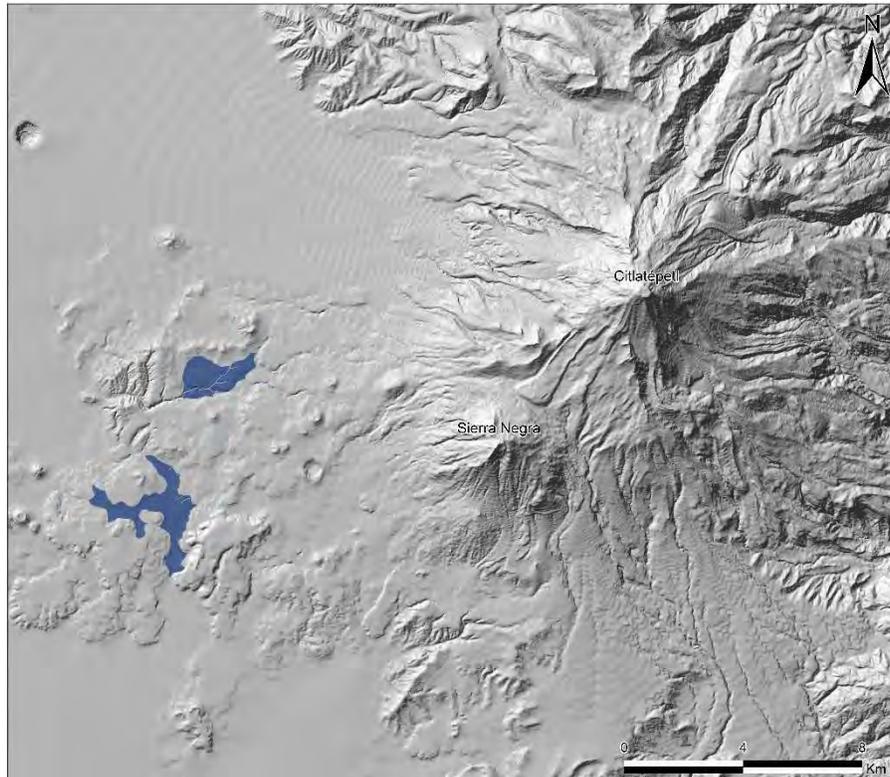


Figura 77. Superficies complejas internas asociadas a los focos emisores del Campo Monogenético Serdán-Oriental.

#### b) Externas

A diferencia de las anteriores, estas superficies se asocian a la Cuenca Serdán-Oriental, su origen es complejo están constituidas de depósitos de acarreo fluvial, lacustres, de caída (piroclásticos) y en sus límites de materiales proluviales, todos estos depósitos, tienen su origen en la actividad volcánica, en el acarreo de detritos de origen fluvial, glaciar y lacustre. La zona de estudio representa el sector SW de toda la cuenca endorreica de oriental. Estos terrenos en conjunto, ocupan un área de 66.1 km<sup>2</sup> (Fig. 78).

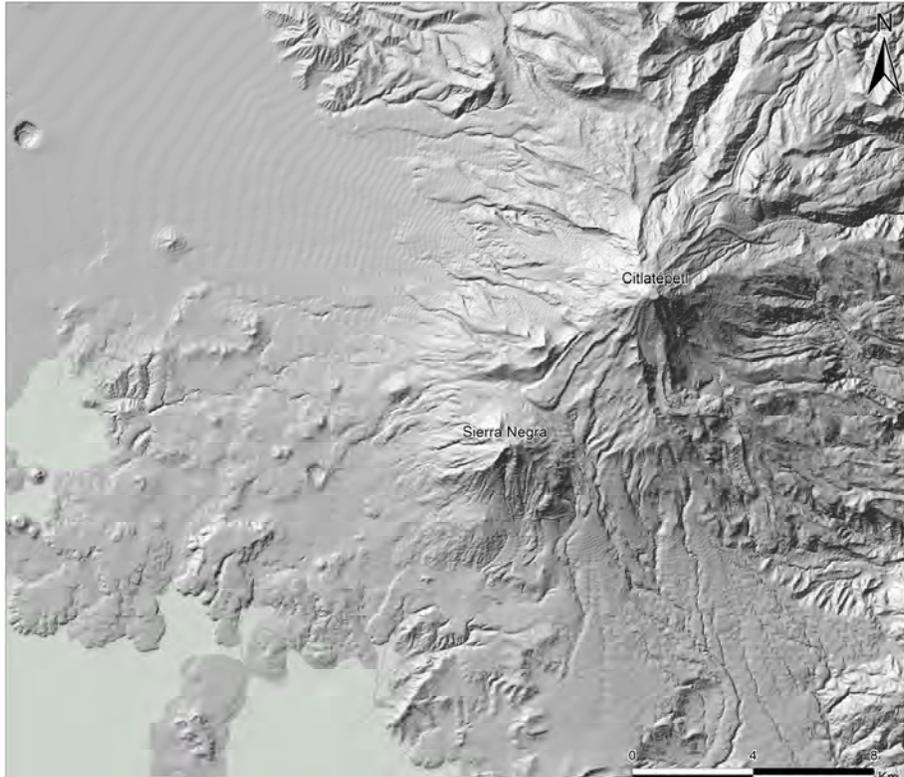


Figura 78. Superficies piroclásticas complejas externas emplazadas al SW del Citlaltépetl.

### 6.6. Rampas laháricas complejas

Son superficies compuestas de detritos volcánicos que tienen desarrollo durante periodos de lluvias ciclónicas, o por el deshielo de los mantos glaciares. El transporte de estos sedimentos se realiza mediante flujos rápidos con alta energía, los cuales se disponen en el fondo de los valles fluviales (Lugo, 2011).

Su origen está vinculado a la fusión de la masa glaciar por la actividad volcánica reciente y los depósitos más superficiales, tienen su origen en lluvias extraordinarias, estos dos tipos de lahares se superponen unos con otros y es difícil identificar su origen, pero con seguridad, los infrayacentes más antiguos tienen relación con la actividad volcánica y la fusión de glaciar.

En la zona de estudio se identificó una rampa dispuesta sobre la vertiente N del Citlaltépetl; este manto de detritos cubre un área de 0.2 km<sup>2</sup> y alcanza una longitud de 1 km (Fig. 79).

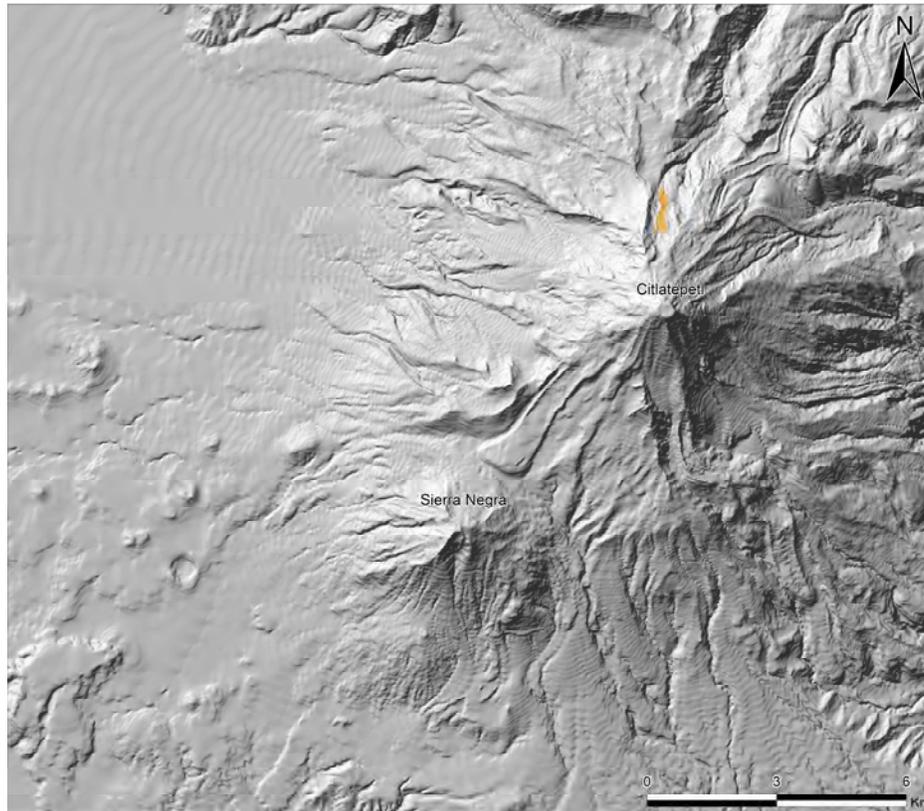


Figura 79. Rampas laháricas complejas.

## 7. Erosivo Gravitacional

Este rubro se compone de formas de relieve creadas a partir de la intervención directa de la inclinación del terreno, la fuerza de gravedad, la compactación de roca y el arreglo estructural de las laderas.

### 7.1. Corona de deslizamiento

Se trata de una superficie de ruptura que se genera a partir del movimiento de una masa de roca ladera abajo que involucra distintos tipos de materiales (suelos, detritos o roca). Su morfología es curva, en planta, y cóncava en perfil (anfiteatro o circo). De acuerdo con el tipo de proceso gravitacional pueden clasificarse como corona de deslizamiento (Alcántara, 2000).

En este marco, se identificaron diez coronas asociadas a deslizamientos, todas ellas han tenido desarrollo sobre laderas de fuerte inclinación de los barrancos: Jamapa, una de ellas. Pescados, dos; Seca, seis y una en la Ojo Salado (Fig. 80).

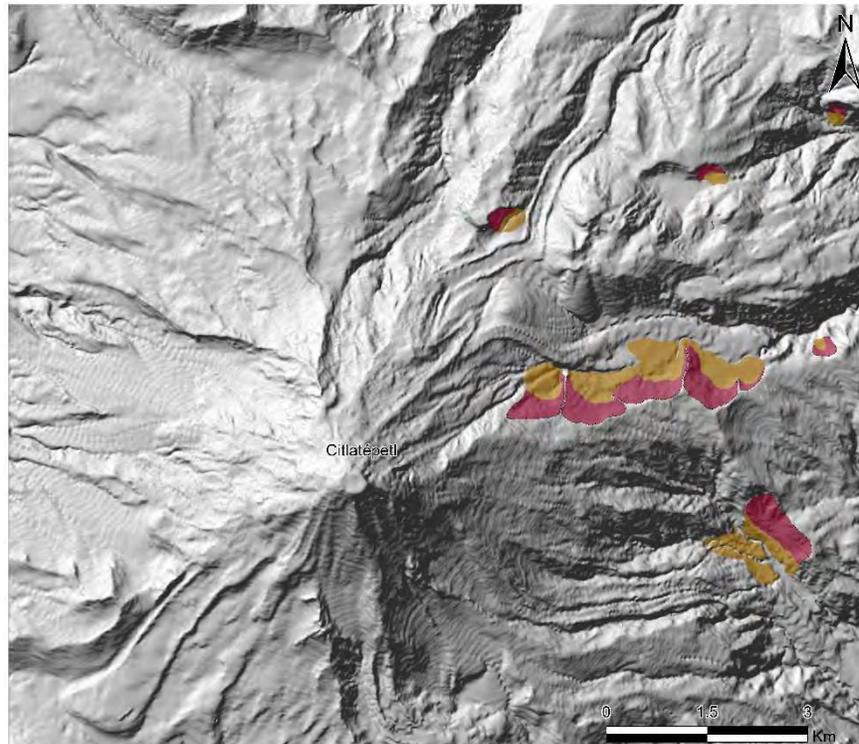


Figura 80. Coronas de deslizamiento, superficies de resbalamiento o tránsito (rojo carmesí) y depósitos asociados (Sepia).

## 7.2. Superficie de deslizamiento

Es aquella sobre la cual se desliza el material removido, también se conoce como plano de deslizamiento, superficie de tránsito o resbalamiento. Su característica principal, es la fuerte cohesión en los materiales que la definen. Sus dimensiones son variables y se localizan entre el circo de deslizamiento y el depósito (Fig. 80). En el área de estudio se identificaron diez, en donde la superficie que predomina es recta-concava.

## 7.3. Circo de desprendimiento

Se generan por un desprendimiento de rocas, en laderas de fuerte inclinación. La caída de los materiales se sucede, sin la intervención de otro agente que no sea la gravedad (Gutierrez-Elorza, 2008). Por tanto los circos de desprendimiento son

formas exclusivas de las laderas abruptas o francas, asociadas a paredes de calizas sin cubierta pirolcastica.

Este tipo de formas se presenta sobre laderas de fuerte inclinacion ( $30^\circ$  y  $60^\circ$ ), su ocurrencia esta condicionada por el arreglo de los materiales; asi como, la existencia de estratos a favor de la pendiente, presencia de estructuras disyuntivas (grietas, fracturas, fallas y juntas de estratificación), zapamiento de la ladera inferior de los valles y la existencia de agua subterranea.

La morfología de los circos de desprendimiento se distingue por presentar geometrias rectas-concavas, en planta, su diseño es triangular o trapezoidal, aspecto que se relaciona con la estructura.

## 8. Acumulativo Gravitacional

En este apartado se analizan las deposiciones vinculadas con los los procesos gravitacionales. La morfología de este tipo de depositos, la condiciona la inclinación del terreno y el espacio de emplazamiento que favorece estructuras masivas de cordones amplios, lomerios o de flujo, en la parte distal. Cuando estas acumulaciones son recientes no existen cauces sobre ellos, en la zona de estudio, esta condcion no existe por lo que hace pensar que se trata formas antiguas.

### 8.1. Depósitos de deslizamiento

Este tipo de acumulaciones no conservan su morfología inicial; la acción erosiva fluvial, ha remplazado sus rasgos primarios por una geometría convexa alargada (lomas). Los materiales que los constituyen están mal clasificados, son heterométricos y polilitológicos.

La importancia de estos depósitos, radica en que, en algún momento de la evolución de este territorio, obstruyeron de manera temporal el rio Seca y Ojo Salado, es decir, formaron represas temporales que al romperse removieron el material, dejando como evidencia lóbulos. Este aspecto se observa de manera clara en el mapa geomorfológico anexo y en la figura 80.

## 9. Erosivo Glaciar

En este apartado se concentran las formas del relieve de carácter erosivo derivadas de la acción que las masas de hielo ejercieron sobre las laderas del volcán Citlaltépetl durante el Último Máximo Glaciar (Lorenzo, 1973; Vázquez-Selem, 2000). Estas morfologías son producto del fracturamiento de la roca debido al movimiento (avance-retroceso) que tuvieron los glaciares y son consideradas paleoformas debido al proceso que les dio origen.

### 9.1. Circos

Son depresiones en forma de amplio anfiteatro asociadas a la erosión glaciar. Esta depresión representa la zona de acumulación nival, desde donde la masa de hielo comienza su desplazamiento ladero abajo. Por lo regular se ubica cerca al parteaguas; sin embargo, es posible localizarlos en cotas bajas, hecho que se vincula con los diferentes avances glaciares que tuvieron desarrollo en la zona de estudio.

Los circos glaciares en la zona de estudio son continuos y discontinuos, los primeros, ponen de manifiesto la intensidad erosiva que los procesos glaciares ejercieron sobre la superficie. Los segundos, son formas afectadas por los procesos exógenos posteriores (fluviales y/o gravitacionales) que han ido desmantelando la configuración original, en el mapa geomorfológico estos últimos se representan con línea interrumpida.

La geometría de estas formas de erosión define arcos abiertos en dirección de la pendiente regional. La mayoría de ellos, presentan en forma de *U*, en donde las laderas son francas y alcanzan entre 100 y 150 m de desnivel. La longitud de los valles glaciares varía entre 1 y 4 km y su morfología se mantiene en dirección de la inclinación general del terreno (Fig. 81).

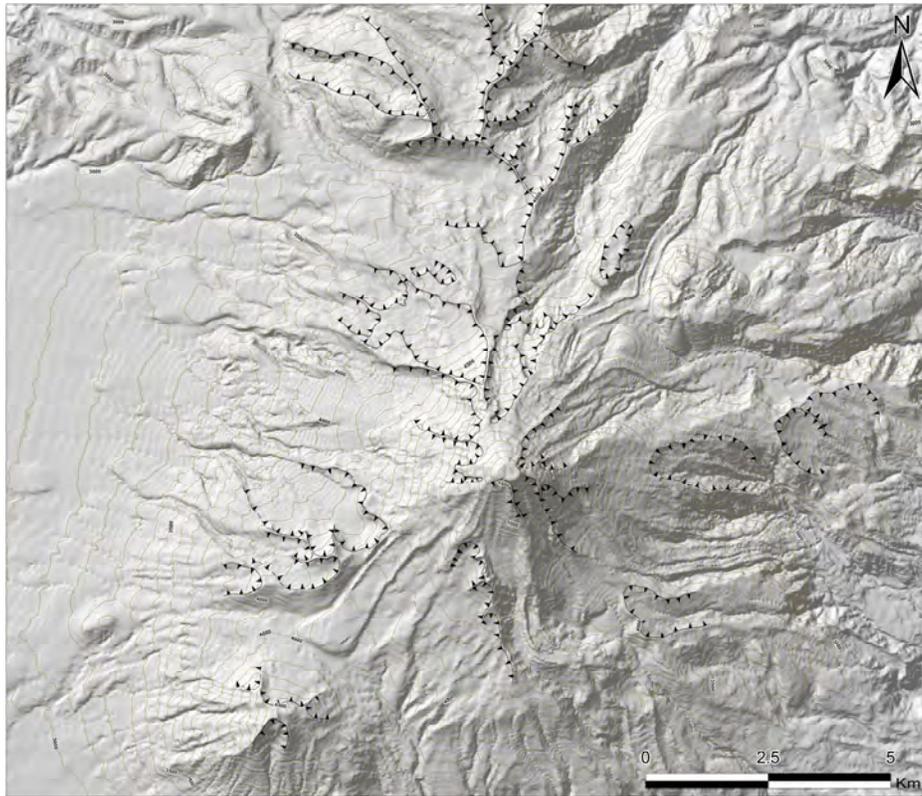


Figura 81. Circos glaciares.

## 9.2. Laderas discontinuas y valles glaciares

Representan las paredes internas de los valles glaciares, su morfología es recta-cóncava o ligeramente ondulada. Los hielos modelaron por igual y de manera intensa domos, volcanes y coladas de lava. Hay que mencionar, que las rocas volcánicas son muy competentes a la acción del hielo en movimiento. Este aspecto tiene que ver con la existencia de grietas de enfriamiento, que al ser estructuras de debilidad, facilitan el desmantelamiento glaciar.

Este tipo de laderas representa la prolongación de los valles glaciares ladera abajo, en el camino se ven interrumpidas (discontinuas), hecho que se explica por la acción de procesos gravitacionales que las desconecta del valle glaciar o bien se ven fragmentadas porque son sepultadas por flujos de lava o intensos mantos piroclásticos. La longitud promedio de estas estructuras alcanza los 1.5 km.

### 9.3. Rocas aborregadas

Se trata de superficies redondeadas de poca altura; su origen se asocia a la erosión glacial que generaron los hielos a su paso sobre un sustrato rocoso. En la zona de estudio se localizan al N del cono principal (Fig. 82).

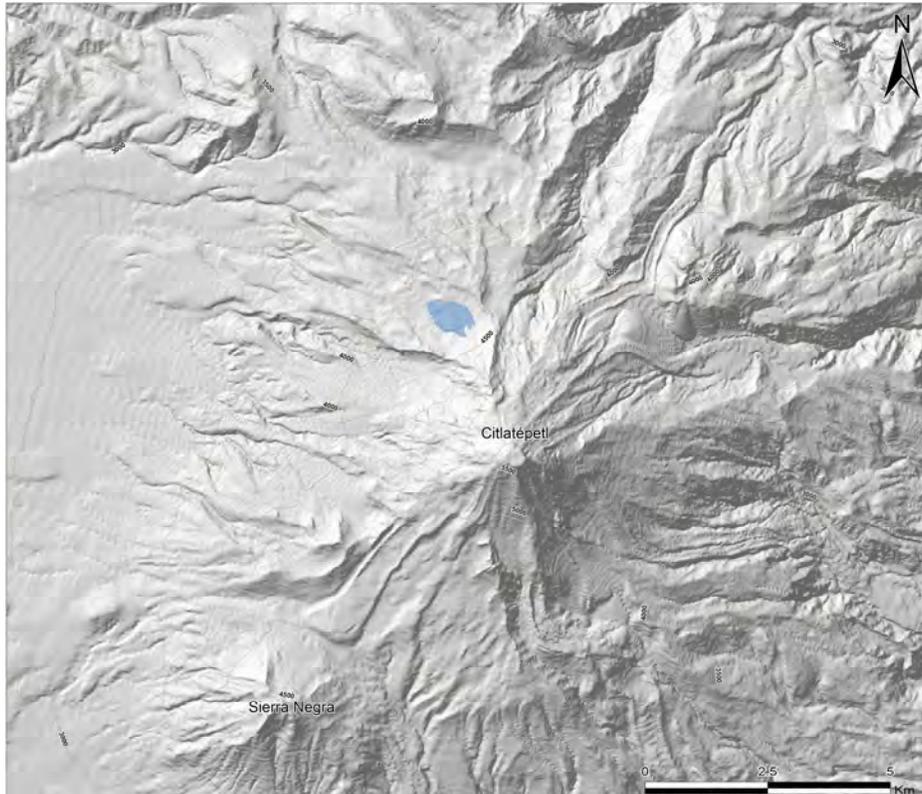


Figura 82. Rocas aborregadas.

## 10. Acumulativo Glaciar

Este grupo se integra por relieves que tuvieron su origen en la acumulación de detritos que fueron transportados por las masas de hielo durante sus periodos de avance y retroceso, los depósitos en las porciones frontales, laterales y en el fondo de los valles glaciares reciben el nombre de morrenas.

## 10.1. Morrenas

Se trata de acumulaciones de detritos asociadas a la acción de las masas de hielo, son de textura heterométrica (de bloques hasta arcillas), polilitológica, mal clasificadas y ligeramente compactadas. Por su posición con respecto a la lengua de hielo, se clasifican en laterales, terminales y de fondo.

### a) Cordones

Son depósitos que se disponen de manera longitudinal a la masa de hielo y representan los límites laterales y frontales de los glaciares, por lo regular se disponen a manera de cuerdas; cuando dos unidades se juntan desarrollan una morfología de cuña que apuntan en dirección a la pendiente regional. Su longitud, amplitud y espesor varían de acuerdo a su posición altitudinal, así como a la ubicación en el valle glaciar (morfología). Las más grandes alcanzan los 2 km y las más pequeñas son de decenas de metros de longitud.

Los cordones se disponen de forma radial en torno a los edificios principales: el Complejo Volcánico Citlaltépetl y la Sierra Negra. El mayor número de estos depósitos glaciares se ubican sobre la porción norte (Fig. 83).

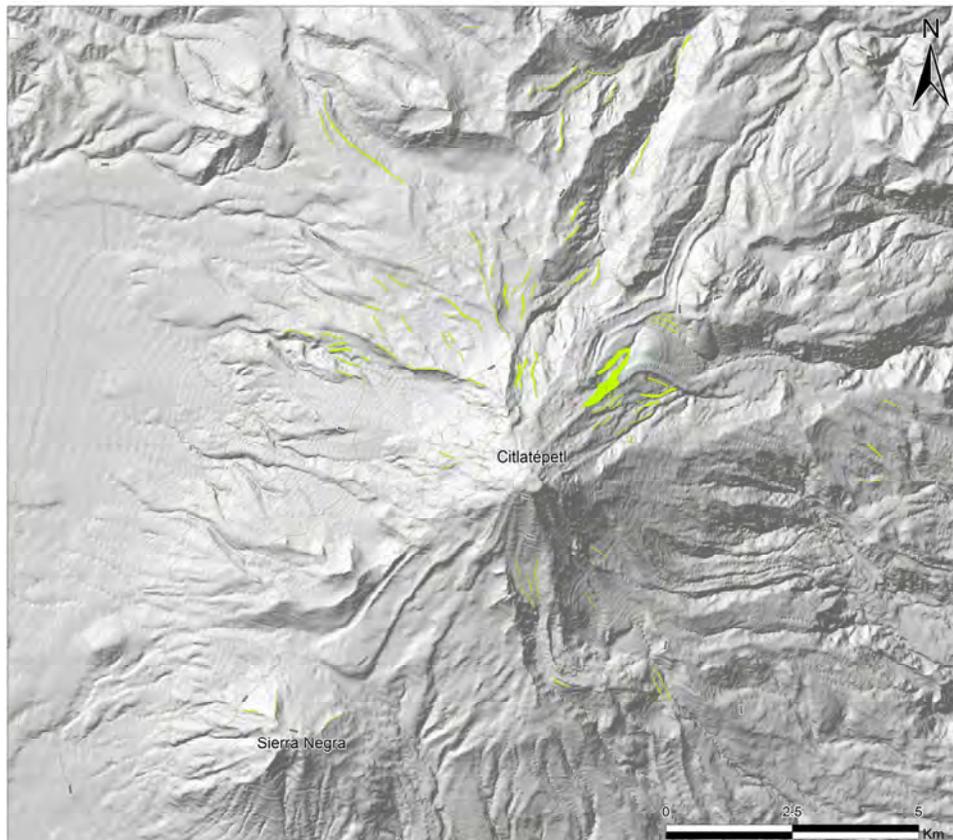


Figura 83. Cordones morrenicos.

#### b) De fondo

Se trata de mantos de detritos dispuestos en la porción más deprimida del valle glaciar. Su origen se asocia con la alteración y la destrucción de bloques rocosos debido al desplazamiento de la masa de hielo. También se pueden asociar, al desmantelamiento de los cordones morrenicos por parte de los procesos exógenos, disgregando el material que los compone y distribuyéndolo en forma caótica (Lugo-Hubp, 2011; Quesada-Román, 2016).

Los depósitos morrenicos de fondo, se localizan sobre la ladera N del Citlaltépetl y se disponen entre las cotas de 3820 – 4000 msnm, datos promedio. Estos mantos de detritos glaciares se ubican cercanos a paredes con inclinaciones  $> 45^\circ$ , hecho que favoreció la caída de bloques por procesos de gelifracción y que se dispusieron de manera preferencial en el centro de los arcos morrenicos (Fig. 84).

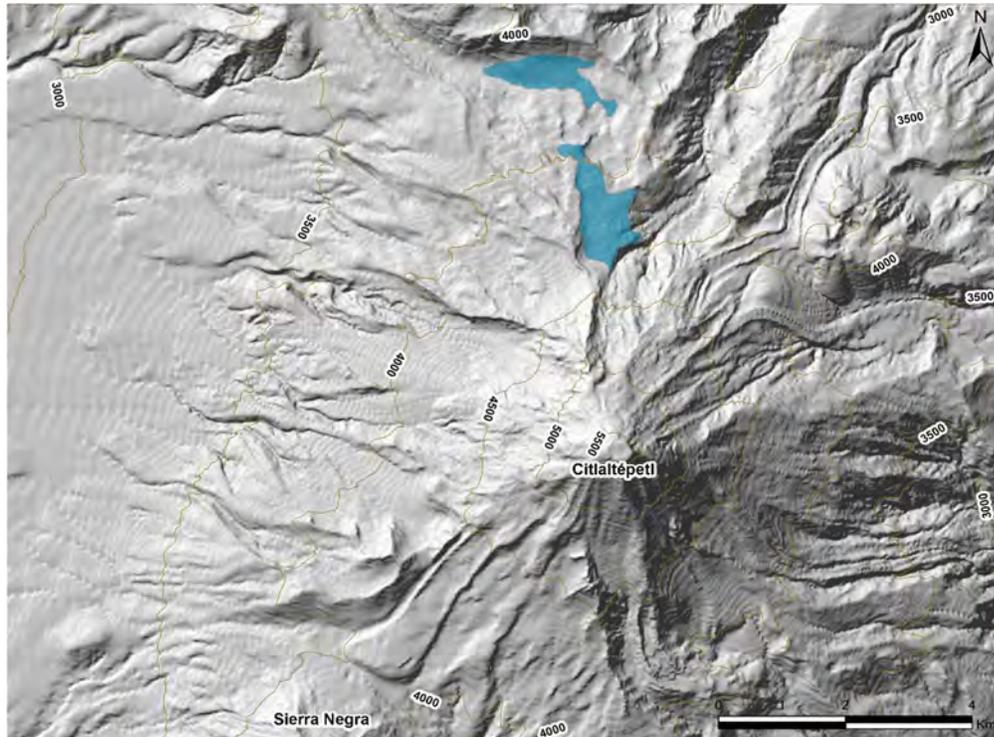


Figura 84. Depósitos morrenicos de fondo.

### 10.2. Abanico de flujo de escombros

Se trata de superficies detríticas en forma de medio cono recostado muy amplio, su origen se asocia con un deshielo glaciar violento, que acarrea y deposita el material morrenico sobre laderas de geometría convexa. El área que cubren es  $< 5 \text{ km}^2$  y se disponen sobre las vertientes E y W del Citlaltépetl.

### 10.3. Cubierta glaciar-nival

Superficie de acumulación de nieve permanente o de poca duración, la primera responde a la altitud y la segunda a la nieve que abunda en la época fría del año y que al no llegarse a convertir en hielo, se funde en primavera, esta característica hace que esta superficie varíe año con año, no obstante, el hielo que existe en la cumbre del Citlaltépetl es permanente y de un grosor considerable.

### 11. Periglacial

Se refiere a las formas de relieve que se desarrollan con los ciclos estacionales diurnos de hielo-deshielo, donde la gelifracción es el principal detonante de estos procesos. Estas morfologías se forman cuando el agua de lluvia se infiltra en los materiales para congelarse por la noche, cuando baja la temperatura. Esta dinámica promueve la gelifracción (Lugo, 2011).

En México, los procesos periglaciares solo se desarrollan en las montañas que sobrepasan los 4000 msnm (Andres, *et al.* 2010), por lo tanto es factible encontrar formas de relieve asociadas a esta dinámica en el Complejo Volcánico Citlaltépetl; dentro de las cuales, se identificaron glaciares rocosos.

### 11.1 Glaciares Rocosos

Se refiere a un depósito de detritos que tienen una matriz de hielo que se desliza desde una pared abrupta y que se disponen a manera de lobulo. Su origen se debe a la acumulación de un cuerpo de nieve cercano a una pared con una pendiente pronunciada, la cual funciona como banco de materiales; estos, al estar expuestos a proceso de gelifracción, se fracturan y colapsan, sepultando la capa nival. Al fundirse el hielo que se disponen entre los bloques de roca, estos comienzan a desplazarse en favor de la pendiente (White, 1986).

Los glaciares rocosos en el Citlaltépetl se disponen de manera radial sobre las vertientes N, E y S; estas características facilitan los procesos de hielo-deshielo estacional (Fig. 85).

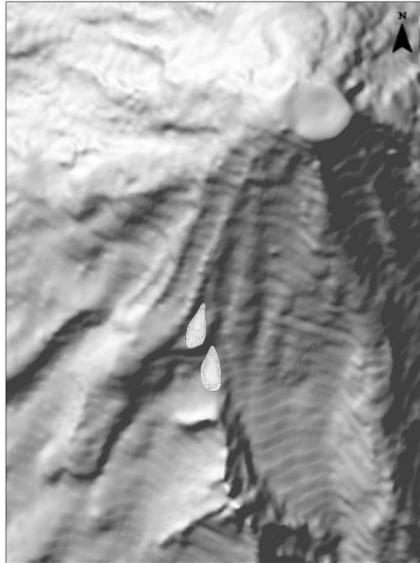


Figura 85. Glaciares Rocosos.

## 12. Símbolos complementarios

### 12.1. Escarpes

Son elementos lineales del relieve que indican cambios en la inclinación del terreno.

### 12.2. Contactos

a) Reales: Indican los límites precisos que existen entre las morfologías.

b) Inferidos: Se refiere a los contactos que no presentan una expresión clara en el relieve.

12.3. Líneas de flujo de abanicos en rampa: simulan el movimiento de la dinámica fluvial.

### 12.4. Posición altitudinal relativa

Son los símbolos que indican la altura relativa entre unidades geomorfológicas; con ellos se puede inferir la temporalidad de las lavas.

### 12.5. Localidades

El arreglo geomorfológico del Complejo Volcánico Citlaltépetl se enmarca bajo una dinámica extrusiva, resultado del emplazamiento de diversos productos volcánicos

que se desarrollaron a partir de una actividad mixta (efusiva y explosiva). En este marco, el mapa geomorfológico hace evidente las formas de relieve derivadas de estos eventos, agrupándolas dentro del Relieve Endógeno.

Además de ello, se evidenciaron los procesos exógenos que han afectado la configuración del volcán Citlaltépetl, dentro de ellos destacan los fluviales y glaciares. Los primeros son los que mayor expresión tienen dentro de la zona de estudio, ya que representan la dinámica que prevalece en la actualidad y la que desmantela los rasgos originales de las formas preexistentes. Por su parte, la actividad glacial tuvo una gran importancia en épocas pasadas. La presencia de grandes masas de hielo modificó las laderas superiores sin embargo, ha perdido importancia debido a que ya no se desarrollan en tiempos presentes.

También se agruparon las formas de relieve que tuvieron un desarrollo a partir de las fuerzas internas y que se han visto afectadas por la actividad erosiva de los procesos modeladores; estas morfologías fueron agrupadas dentro del Relieve Endógeno Modelado.

El mapa geomorfológico es único y original; no existe un documento que haya determinado las formas del relieve que conforman al complejo volcánico Citlaltépetl en su totalidad. Además, presenta unidades que no habían sido reconocidas en trabajos especializados, enmarcados bajo un contexto geológico-geomorfológico.

## **Conclusiones**

La revisión histórica de la actividad eruptiva del Citlaltepētł, se realizó mediante la traducción de códices, notas y artículos especializados; en los cuales, se interpretaron un total de 17 eventos, que fueron comprendidos en un periodo de 710 años (1157 – 1867).

La revisión y análisis de la información que existe con respecto a la actividad del volcán Citlaltepētł, nos permite conocer una parte de su historia eruptiva nos muestra su comportamiento en tiempos lejanos y actuales.

El arreglo geológico-tectónico permitió reconocer a grandes rasgos la evolución del Complejo Volcánico Citlaltépētł, a partir del conocimiento de los productos que componen cada una de sus estructuras; esto nos abrió un panorama amplio para determinar la resistencia que los materiales presentan ante los procesos exógenos.

El análisis morfométrico sirvió para delimitar siete regiones geomorfológicas en el Complejo Volcánico Citlaltépētł (Montaña, Piedemonte Volcánico, Piedemonte Erosivo, Piedemonte Acumulativo, Campo Monogenético Serdán Oriental, Sierras de Caliza y Planicie). A partir de cinco variables (altimetría, inclinación del terreno, densidad de la disección, profundidad de la disección y energía de relieve), fue posible reconocer la intensidad con la que los procesos erosivos han actuado sobre la superficie, lo que ayudó a determinar, de manera indirecta, la edad de las estructuras que lo componen, así como su dinámica evolutiva y una zonificación de los procesos exógenos que predominan sobre el territorio.

Además de ello, se elaboraron tres perfiles geomorfológicos complejos con el fin de hacer evidente el vínculo que existe entre la morfología, litología y su competencia a la erosión. En este sentido, se validó la metodología donde los gráficos muestran el control que tiene la alternancia estructuras y materiales volcánicos, además de relieves antiguos, con respecto a la efectividad de los procesos y la morfología del relieve, derivado de una interpretación que toma en cuenta las regiones geomorfológicas.

El análisis integral de la morfología y la información geológico-tectónica permitió establecer la evolución y dinámica responsable de la configuración actual del Complejo Volcánico Citlaltépetl, el resultado de este análisis queda representado en el mapa geomorfológico a detalle, el cual muestra 50 formas de relieve agrupadas de acuerdo a su génesis (endógeno, endógeno modelado y exógeno).

Este mapa con su texto explicativo representan el principal aporte de esta investigación, lo que le da un valor de autenticidad ya que es el primer trabajo geomorfológico detallado del Complejo Volcánico Citlaltépetl; además de ello, representa el punto de partida para comprensión de las dinámicas volcánicas que prevalecen sobre este territorio; con esto, se busca contribuir al análisis general de la cadena volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba-Sierra Negra.

## Bibliografía

- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., & 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.
- Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., ... y Keddadouche, K. (2018). Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic <sup>36</sup>Cl, lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology*, 47, 93-106.
- Alcántara Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones geográficas*, (41), 7-25.
- Alvarado-González, R. (2003) Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México, D.F.
- Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J. J., y L. Vázquez-Selem, (2010). "Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México)" 1. *Ería*, (83), 291-310.
- Bashenina, B. (1977) "*Cartografía Geomorfológica*". Ed. Educación superior. Moscú, URSS. (En ruso)
- Blair T.C., McPherson J.G. (1994). "Alluvial Fan Processes and Forms". En: *Geomorphology of Desert Environments*. Abrahams A.D., Parsons A.J. (eds) Springer, Dordrecht
- Blake, S. (1990). Viscoplastic models of lava domes. In *Lava flows and domes* (pp. 88-126). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Capra, L. (2000). Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Helena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). UNAM.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J., and Rose, W.I. (1993) "*A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl Volcano, Mexico: Implications for hazard assessment*". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. vol. 59 (1/2), pp. 33-46.
- Carrasco-Núñez, G., y Ban, M. (1994). *Geologic map and structure sections of the Citlaltépetl volcano summit area, Mexico, with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area*. UNAM, Instituto de Geología.
- Carrasco-Núñez, G. and Rose, W.I. (1995). "*Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka.*" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69 (3/4), pp. 197-215.

- Carrasco-Núñez, G. (1997) "Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltepétl volcano, México". *Geological Magazine*, 134, pp. 151-162.
- Carrasco-Núñez, G. (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlaltepétl volcano (Pico de Orizaba), Mexico.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V. (1993). Volcanic successions. Chapman & Hall. London. 528
- Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., & 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(1-4), 19-39.
- Crausaz, W. (1994). Pico de Orizaba o Citlaltepétl: geology, archaeology, history, natural history and mountaineering routes: Ohio. *Geopress International*.
- De la Cruz-Reyna, S., y Carrasco-Núñez, G. (2002). Probabilistic hazard analysis of Citlaltepétl (Pico de Orizaba) volcano, eastern Mexican volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 307-318.
- Demant, A. y Robin, C. (1975) "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico". *Revista Inst. Geol., UNAM*. México pp. 70-87.
- Demant, A. (1982) "Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Nevolcánico Transmexicano". *Revista Inst. Geol., UNAM*. México pp. 217-222
- Díaz, R. (2003). "Análisis de la estabilidad de edificios volcánicos del flanco oriental de la Sierra Citlaltepétl-Cofre de Perote". Tesis de Maestría. Instituto de Geología. UNAM. México, D.F.
- 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.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Galicia, C. (1996) "Estratigrafía y evaluación de los peligros volcánicos de la región de Orizaba, Veracruz". Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM. México, D.F.
- Gómez-Tuena, A. (1995). "Investigaciones volcanológicas de depósitos piroclásticos del volcán Citlaltepétl (Pico de Orizaba)". Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM. México, D.F.
- Guerra-Peña, F. (1980). Fotogeología. Universidad Nacional Autónoma de México. México, DF. 337 p.

- Gutiérrez-Elorza, M. (2008) “*Geomorfología*”. Pearson Educación, S. A. Madrid.
- Harris, A. J., y Rowland, S. K. (2015). Lava flows and rheology. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 321-342). Academic Press.
- Heine, K. (1973). Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40.000 años en México. *Proyecto Puebla-Tlaxcala: Comunicaciones*, 7, 51-58.
- Heine, K. (1975). Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko. *E&G Quaternary Science Journal*, 26(1), 212-217.
- Heine, K. (1988). “Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes”. *Geowissenschaften*, 6, 197-205.
- Hernández Santana, J. R., Pérez Damián, J. L., Rosete Vergés, F., Villalobos Delgado, M., Méndez Linares, A. P., y Navarro Salas, E. (2017). Clasificación geomorfométrica del relieve mexicano: una aproximación morfográfica por densidad de curvas de nivel y la energía del relieve. *Investigaciones geográficas*, (94), 0-0.
- Hoskuldsson, A. (1992). *Le complexe volcanique Pico de Orizaba, Sierra Negra-Cerro Las Cumbres (Sud-Est mexicain): structure, dynamismes éruptifs et évaluations des aléas* (Doctoral dissertation, Clermont-Ferrand 2).
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J., Bindeman, I. N., y Donegan, C. S. (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology*, 50(9), 1729-1764.
- Kostenko, N. P. (1975). *Geomorfología estructural aplicada*; resumen del curso dictado; Instituto de geografía. UNAM.
- Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konečný, V., Pécskay, Z., y Kovacs, M. (2010). Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Open Geosciences*, 2(3), 207-270.
- Lorenzo, J. L. (1973). “Las glaciaciones del Pleistoceno superior de México”. En: Estudios dedicados al Prof. Luis Pericot. Instituto de Arqueología y Prehistoria, Universidad de Barcelona Montreal. 385-410.
- Lugo, J.L. (1984). Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Serie Varia, Tomo1, Vol 8. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 95 pp.
- Lugo-Hubp, J.L. (1988) “*Elementos de Geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*”. A Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo-Hubp, J.L. (2011). Diccionario Geomorfológico. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 479 pp.

- Macías, J.L. (2005) “*Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México*”. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. LVII, No. 3, pp. 379-424.
- Manzanilla, L. (1986). Relación de los sismos ocurridos en la ciudad de México y sus efectos. *Revista Mexicana de Sociología*, 265-282.
- Mazzarini, F., Ferrari, L. y Isola, Ilaria. (2010) Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican volcanic Belt. *Tectonophysics* 486. 55-64.
- Melgarejo Vivanco, J. L. (1980). El Código de Vindobonensis.
- Mendoza Margáin, C. (2010). *Cartografía geomorfológica del Complejo Volcánico Tacaná, México-Guatemala*. Tesis de Licenciatura en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM.
- Mendoza Rosas, A.T. (2007) “*Análisis de peligro para los volcanes Colima, Citlaltepétl y Popocatepetl*”. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM. México, D.F.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., & Goldstein, S. L. (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical geology*, 244(3-4), 452-473.
- Moreno Toscano, A. (1981). El siglo de la conquista. *Centro de Estudios Históricos (ed.) Historia General de México*, 2.
- Mooser, F. (1975). Historia geológica de la Cuenca de México. *Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal: México, DF, Departamento del Distrito Federal*, 1, 7-38.
- Negendak, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H.J., Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigation on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Verma, S.P. (Ed.), Volúmen especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano, Parte 2, Geofísica Internacional, vol. 24, pp. 477 – 575.
- Newhall, C. y Self, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 87, No. c2; pp. 1231- 1238.
- Nieto-Samaniego, A. F., & Alaniz-Alvarez, S. A. (1995). Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns. *Journal of Structural Geology*, 17(11), 1571-1577.
- Ollier, C. (1972) “*Volcanoes*”. The MIT Press, England.
- Ortiz, M. (1990). Perfiles geomorfológicos complejos (significado y aplicación en la interpretación morfotectónica). México: Instituto de Geografía, UNAM.

- Ostos, E. J. (2004). Contrastes bioclimáticos entre el mar y la montaña en la zona central del estado de Veracruz (México). *El Clima, entre el Mar y la Montaña*, 4, 41.
- Palacios, D., y Vázquez-Selem, L. (1996). Geomorphic effects of the retreat of Jamapa glacier, Pico de Orizaba volcano (Mexico). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 78(1), 19-34.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1-4), 353-364.
- Quesada-Román, A. (2016). Peligros geomorfológicos: inundaciones y procesos de ladera en la cuenca alta del río General Pérez Zeledón, Costa Rica. Tesis de Maestría en Geografía. UNAM. Ciudad de México. 183 pp.
- Reffay, A. (1980). Les dômes volcaniques: essai de typologie géomorphologique. *Norois*, 105(1), 19-31.
- Reffay, A. (1982). Les domes volcaniques complexes. *Norois*. No. 114. pp. 229-237.
- Robin, C.; Cantagrel, J. M. (1982) “*Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d’un grand volcán andésitique complexe*”. Bulletin volcanologique, vol. 45, no 4, p. 299-315.
- Rodriguez, S; Mora–Gonzalez, I; Murrieta-Hernández, J. (2006) “*Flujos de baja concentración asociados con lluvias de intensidad extraordinaria en el flanco sur del volcán Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México*”. México, Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVIII, Num. 2, pp. 223-236
- Rossotti, A. (2005). “*Reconstrucción de la historia eruptiva de la Pomez Citlaltépetl (Volcán Pico de Orizaba)*”. Tesis de Doctorado. Centro de Geociencias. UNAM. México
- Scarth, A. (1994), *Volcanoes*. First US edition Texas A&M University press. 273pp.
- Schaaf, P., y Carrasco-Núñez, G. (2010). Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 108-122.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2001, Carta Geológica Minera, Orizaba E14-6. Veracruz Puebla y Oaxaca, 1p.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002, Carta Geológica Minera, Veracruz E14-3. Veracruz Puebla y Tlaxcala, 1p.
- Shmincke, H. U., (2004) “*Volcanism*”. Springer-Verlag. Germany.
- Siebe, C., Abrams, M., & Sheridan, M. F. (1993). Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México:

- Implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1-2), 1-33.
- Simonov, Y., (1985) "*Análisis morfométrico*". Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).
- Solís, E. C., Celestino, E., & García, L. R. (1992). *Anales de Tecamachalco, 1398-1590*. Fondo De Cultura Economica USA.
- Szynkaruk, E., Graduño-Monroy, V. H., y Bocco, G. (2004). Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology*, 61(1-2), 111-126.
- Vargas Paredes, M. (2019), "*Mapa de peligros por flujos de lava del volcán Pico de Orizaba: futuros escenarios de amenaza*". Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México, CDMX.
- Vázquez Selem, L. (1991). Glaciaciones del Cuaternario tardío en el volcán Teyotl, Sierra Nevada. *Investigaciones geográficas*, (22), 25-45.
- Vázquez-Selem, L. (2000). Glacial Chronology of Iztaccihuatl Volcano, central Mexico. A record of environmental change on the border of tropics. Unpublished Ph. D. Thesis, Arizona State University. 257 pp
- White, S. E. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 5, 201-205.
- Zamorano-Orozco, J. J. (1990). *Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México* (Doctoral dissertation, Tesis para optar por el título de Doctor en Geografía (Geomorfología), Facultad de Geografía, Universidad Estatal de Moscú, MV Lomonosov. Moscú, Rusia (En ruso).

### **Material Cartográfico**

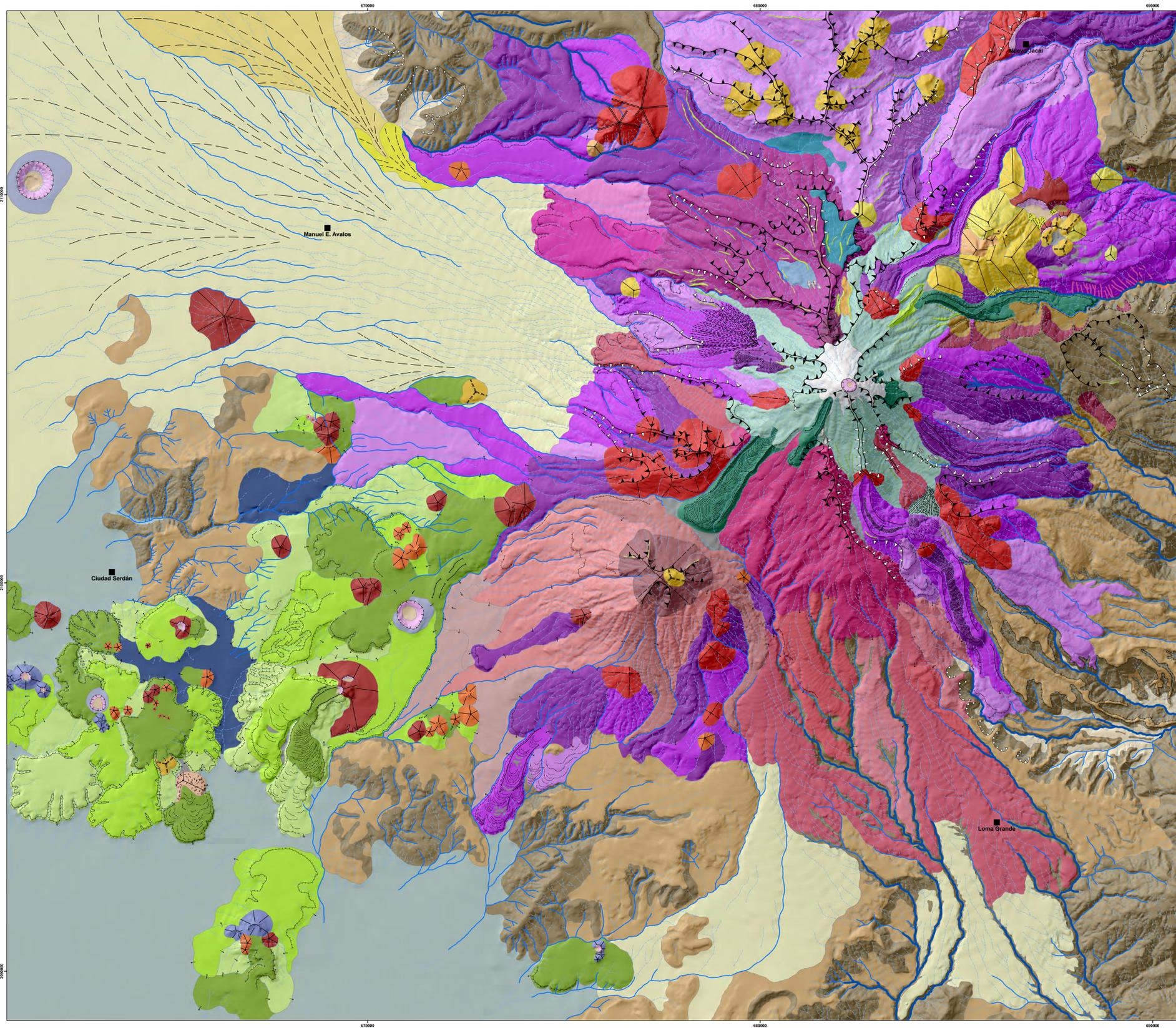
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (1966) Fotografías aéreas, escala 1:30 000
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (1975) Fotografías aéreas, escala 1:50 000
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (1986) Fotografías aéreas, escala 1:75 000
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (1995) Fotografías aéreas, escala 1:75 000
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica E14B45 San Salvador el Seco, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica E14B46 Coscomatepec de Bravo, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica E14B55 CD. Serdán, Escala 1:50 000.

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica E14B56 Orizaba, Escala 1:50 000.

**Páginas web consultadas**

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2018). Clima Veracruz de Ignacio De La Llave;  
<https://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/ver/territorio/clima.aspx?tema=me&e=30>

Smithsonian Institution (1975-2015). Pico de Orizaba Global Volcanism Program; <https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=341100>



# Mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Citlaltépetl

## RELIEVE ENDÓGENO

### 1. Volcánico acumulaivo

#### 1.1. Volcán compuesto:

1.1.1. Citlaltépetl

#### 1.2. Volcanes de lava

#### 1.3. Domos

#### 1.3.1. Convexos:

a) Couleé

b) Toloide

c) Con superficie lisa simétrica

d) Convexo-elongado (panqué)

#### 1.3.2. Elongados:

a) Tapón suprayacente simétrico

#### 1.4. Coladas de lava asociadas a:

1.4.1. Citlaltépetl

#### 1.4.2. Torrecillas:

a) Tardías

b) Intermedias

c) Tempranas

#### 1.4.3. Espolón de Oro:

a) Tardías

b) Intermedias

c) Tempranas

#### 1.4.4. Sierra Negra:

a) Tardías

b) Intermedias

c) Tempranas

#### 1.4.5. Campo Monogenético Serdán-Oriental:

a) Tardías

b) Intermedias

c) Tempranas

#### 1.4.6. Volcanes menores:

a) Tardías

b) Intermedias

c) Tempranas

### 2. Volcánico explosivo

#### 2.1. Destructivo:

2.1.1. Anillos de toba

2.1.2. Conos de escoria

2.1.3. Conos adventicios

2.1.4. Bocas (Vent)

#### 2.2. Constructivo:

2.2.1. Depósitos de Avalancha de escombros

## RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

### 3. Volcánico

#### 3.1. Relictos volcánicos:

a) Torrecillas

b) Espolón de Oro

3.2. Complejo Sierra Negra

#### 3.3. Volcanes de lava:

a) Con modelado fluvio-gravitacional

b) Con modelado fluvio-glaciár

#### 3.4. Domos:

a) Con modelado glaciár

#### 3.5. Formas asociadas al relieve volcánico:

3.5.1. Atrio

3.5.2. Fondo

3.5.3. Cráter

a) Cerrado

b) Abierto

c) Sin cráter

3.5.4. Leveé

3.5.5. Crestas de compresión

3.5.6. Llanos Volcánicos

3.6. Volcanes parcialmente sepultados

### 4. Sedimentario-marino

#### 4.1. Sierras plegadas (calizas):

a) Con cobertura piroclástica

b) Sin cobertura piroclástica

## RELIEVE EXÓGENO

### 5. Erosivo fluvial

#### 5.1. Valles con profundidad:

a) < 10 m

b) 20-40 m

c) > 40 m

#### 5.2. Circos fluviales

### 6. Acumulativo fluvial

6.1. Corredores de escombros

6.2. Llanuras de inundación

6.3. Rampas proluviales-diluviales

#### 6.4. Abanicos aluviales:

6.4.1. Proximales

6.4.2. Distales

#### 6.5. Superficies complejas

a) Internas

b) Externas

6.6. Rampas laháricas complejas

### 7. Erosivo gravitacional

7.1. Corona de deslizamiento

7.2. Circo gravitacional

7.3. Superficie de deslizamiento

### 8. Acumulativo gravitacional

8.1. Depósitos gravitacionales

### 9. Erosivo glaciár

9.1. Circos

9.2. Laderas discontinuas y valles glaciáres

9.3. Rocas aborregadas

### 10. Acumulativo glaciár

10.1. Morrenas

a) Cordones

b) De fondo

10.2. Abanico de flujo de escombros

10.3. Cubierta glaciár nival

### 11. Periglaciár

11.1. Glaciáres rocosos

### 12. Símbolos complementarios

12.1. Escarpes

#### 12.2. Contactos:

a) Real

b) Inferido

12.3. Líneas de flujo de abanicos en rampa

12.4. Nivel de altura relativa

12.5. Localidades

Proyección Universal Transversal de Mercator Zona 14  
Datum: ITRF92  
Elipsoide: GRS 1980  
Escala 1: 35 000




**Universidad Nacional Autónoma de México**  
 Facultad de Filosofía y Letras  
 Colegio de Geografía  
 Tesis de Licenciatura  
 Alumno: Jorge A. Landeros Pavón  
 Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco