

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA



CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DEL
VOLCÁN DE IZTACCÍHUATL, MÉXICO.

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

KEVIN RICARDO SÁNCHEZ GARCÍA

ASESOR: 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.

Dedicatorias:

A mi madre, quien ha sido mi mejor apoyo, quien ha estado conmigo en las buenas y en las malas y me ha enseñado a nunca rendirme, que no importan las circunstancias, siempre hay un motivo por el cual salir adelante. Gracias por todo el amor, las enseñanzas, los regañíos y el apoyo incondicional que siempre me has dado. Gracias por haberme sacado adelante con tanto esfuerzo y paciencia. Eres mi mejor ejemplo. Te amo, jefi.

A mi hermano, quien a pesar de ya no estar aquí me has enseñado tantas cosas y lo seguirás haciendo. Gracias por haber sido un pilar fundamental en mi vida, por enseñarme tantas cosas y porque sin ti no sería lo que soy ahora. Me enseñaste a ser fuerte, a seguir adelante, a no tener miedo y a que siempre hay un motivo para sonreír. Sé que aunque ya no puedas leer esto, va con mucho cariño hasta cualquier lugar donde te encuentres. Gracias por todo. Te amo, brot.

Una especial dedicatoria para dos de mis mejores amigos que ya no están aquí. Rancho, quien conocí desde que éramos pequeños y supimos que una buena amistad no se borra con el paso del tiempo, con quien seguramente hubiera vivido más aventuras de las que tuvimos. Gracias por casi 15 años de amistad. Y a Álvaro, quien conocí durante la carrera y se convirtió en un gran amigo que me enseñó a ser una persona sencilla y que con su carisma podía alegrar un día con un ¡Tranquilo, hermano, todo va a estar bien! Gracias a los dos por haber sido parte de este recorrido llamado vida.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, lugar donde he pasado casi la mitad de mi vida. Institución que me ha brindado la oportunidad de ser un buen estudiante y un gran profesionalista. Por todas las oportunidades que me dio para salir adelante durante mi vida estudiantil *¡Por mi raza hablará el espíritu!*

Al Instituto de Geografía que, por medio de la beca *María Teresa Gutiérrez de MacGregor* me brindó la oportunidad de concluir este trabajo de investigación, así como por permitirme el uso de sus instalaciones para realizar esta labor.

Al Dr. José Juan Zamorano Orozco, quien fungió como director de esta tesis y con quien aprendí no sólo Geomorfología, sino a ser una persona más responsable y que ante todo está primero la familia y luego el trabajo.

A los integrantes del sínodo, Mtro. Sergio Salinas, Dr. Abraham Navarro, Dr. Osvaldo Franco y al Mtro. Frank García, quienes se tomaron la molestia y dedicaron parte de su tiempo para leer, enriquecer y fortalecer este trabajo. Muchas gracias, sin su colaboración esto no habría terminado así.

También quiero agradecer al Dr. David Palacios, quien me brindó la oportunidad de colaborar en el proyecto *El calentamiento de las montañas: Geocronología y efectos ambientales de la Deglaciación de las áreas de altas montañas (CGL2015-65813-R)* donde tuve la oportunidad de involucrarme en el trabajo de campo.

Al colegio de Geografía y a todos sus profesores, quienes me brindaron la oportunidad de querer a esta disciplina mediante la transmisión de sus conocimientos en las aulas de clase y en las prácticas de campo.

A mis amigos de la secundaria, José Luis, Carla, Ximena, Monse, Mau y Claudia, con quienes he aprendido a crear una amistad cada vez más fuerte con el paso del tiempo y que cada que nos vemos nuestro afecto crece.

A mis mejores amigos de la carrera, Ernesto, Lalo, Jo José, Efra, Balam, Jessica, con quienes compartí muchos momentos divertidos durante todo este camino, muchas gracias a todos, sin ustedes el camino no hubiera sido igual.

A mis amigos que conocí en el instituto y con quienes compartí muchos momentos durante la tesis, haciendo de este proceso un camino más ameno y más divertido Carlos (chino), Jorge (babyface), Juan Carlos, Daniel (niño), Carlo, Adolfo, Agustín (panda), Daniel (jhon digui). Gracias a todos ustedes por haberse cruzado en mi camino.

Un agradecimiento especial a Jorge Neyra Jauregui, quien fue de gran ayuda para el trabajo de campo y me guió a lo largo de la montaña para poder recorrerla sin ningún inconveniente y a salvo.

Por último, quiero agradecer a todas aquellas personas que me faltó mencionar pero que de alguna manera me acompañaron durante un periodo corto o largo durante este proceso, gracias por haberme compartido de su tiempo y por haberme enseñado aunque sea una pequeña lección de vida.

ÍNDICE

Introducción	1
Capítulo I. Iztaccíhuatl; una visión geográfica-cultural	4
1.1. El relieve como símbolo divino	4
1.2. Cosmogonía prehispánica de la Iztaccíhuatl: Mitos y rituales	7
1.3. El pensamiento religioso actual	12
1.4. El Iztaccíhuatl contemporáneo: ocio y deporte	17
Capítulo II. Geología	21
2.1. Marco geológico-tectónico regional	21
2.1.1. Sierra Nevada	24
2.2. Marco geológico local	25
2.2.1. Estudios antecedentes	26
2.2.2. Historia eruptiva y geología del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl	29
2.2.3. El clima en los últimos 40 000 años y la herencia glacial	52
Capítulo III. Análisis Morfométrico	59
3.1. Altimetría	59
3.2. Inclinação del terreno	66
3.3. Densidad de la disección	71
3.4. Profundidad de la disección	77
3.5. Energía del relieve	82
3.6 Zonificación de procesos	87
Capítulo IV. Geomorfología	91
4.1. Relieve endógeno	96
4.2. Relieve endógeno modelado	141
4.3. Relieve exógeno	147
Conclusiones	172
Bibliografía	176

INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Iztaccíhuatl forma parte de la Sierra Nevada, ubicada en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. Este conjunto de volcanes representa el límite entre la cuenca de México y la de Puebla-Tlaxcala. Se localiza en la frontera administrativa entre el Estado de México y Puebla, a 60 Km al SE de la Ciudad de México y a 50 Km al NW de la ciudad de Puebla con coordenadas 19° 10' 20" N y 98° 38' 30" W.

Se trata de una estructura formada por la sobreposición de cinco volcanes compuestos que se disponen de tal manera que asemejan la figura de una mujer recostada (Cabeza, Pecho, Rodilla Izquierda, Rodilla Derecha, Pies), Estos edificios se distribuyen de manera alargada siguiendo una alineación preferencial NNW-SSE con una longitud de 7 Km. El edificio más alto que conforma el Iztaccíhuatl es el Pecho, este se eleva hasta alcanzar los 5 286 msnm, otorgándole el tercer lugar en altitud a nivel nacional.

La zona de estudio abarca un área de 973 Km², la cual comprende terrenos de origen volcánico que ha presentado etapas de actividad mixta. Esta superficie se caracteriza por estar constituida en su mayoría por productos efusivos que se emplazaron entorno a la estructura principal, y en menor medida por productos originados a partir de una explosión volcánica. Este hecho le otorga un carácter heterogéneo en cuanto a la distribución de las formas del relieve, razón por la cual toma importancia un estudio geomorfológico en esta región.

En este sentido, hay que mencionar que el objetivo de este trabajo es entender la configuración espacial del arreglo geomorfológico del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl y zonas adyacentes a partir de la elaboración de la cartografía morfogenética detallada. Este documento se considera único y original y representa un aporte al conocimiento científico en el ámbito de la geomorfología.

Para la elaboración de este trabajo de investigación, se llevo a cabo una revisión bibliográfica exhaustiva acerca de los estudios antecedentes que trataran temas de geología, vulcanología, glaciología y geomorfología, esto con el fin de tener un amplio panorama acerca de la configuración del volcán Iztaccíhuatl.

Para la segunda etapa se realizó un análisis morfométrico, el cual permitió 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. Esto se realizó a partir de la interpretación de mapas especializados (altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección y energía del relieve) bajo el criterio de Lugo, (1991) y Simonov (en Zamorano, 1990).

Para el análisis geomorfológico se realizó la interpretación de fotografías aéreas a diferentes escalas con el fin de representar las formas del relieve que conforman el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl sobre una base topográfica 1:25 000, escala que permitía alcanzar un nivel de detalle adecuado para el análisis que se pretendía realizar. Una vez obtenido el mapa preliminar, se procedió a realizar la clasificación del relieve bajo un criterio morfogenético.

Este trabajo presenta la siguiente estructura capitular:

I. IZTACCÍHUATL; UNA VISIÓN GEOGRÁFICA-CULTURAL. Se analizan las relaciones que existen entre el volcán Iztaccíhuatl y la población circundante, con el fin de entender la apropiación cultural.

II. GEOLOGÍA. Se revisan y sintetizan los trabajos referentes a geología, tectónica, vulcanología y glaciología, tanto a nivel regional como a nivel local.

III. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO. Se realiza una caracterización cuantitativa del relieve con el fin de determinar la dinámica erosiva o acumulativa de la zona de estudio.

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 y dinámica.

CAPITULO I. IZTACCÍHUATL; UNA VISIÓN GEOGRÁFICO-CULTURAL

A través del tiempo, las sociedades han creado relaciones culturales con la naturaleza; uno de los principales elementos con los que esta relación es más clara es el relieve, hecho que explica su carácter mágico que lo lleva a ser divino; de su respeto y la adoración.

La asociación relieve, tradición y sociedad es frecuente en varias partes del mundo y en México no es la excepción; la mayoría de los volcanes mexicanos están inmersos dentro de la cosmogonía. En este sentido, el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl son un ejemplo representativo; sin embargo, existen otros que también forman parte del acervo cultural mexicano; por ejemplo, el de Colima, Chichón, Tláloc, Telapón, Matlalcueye, Citlaltépetl, entre otros.

El objetivo de este apartado es hacer evidente el vínculo cultural entre el volcán Iztaccíhuatl y la población que se asienta en sus vertientes. Las tradiciones que se han generado en este contexto, han evolucionado desde la época prehispánica hasta nuestros días, algunas de ellas incluso forman parte de la identidad nacional; otras más locales, son parte fundamental en la práctica de la agricultura, rogativas de lluvia o culto cristiano. La suma de todos estos aspectos hace del Iztaccíhuatl y sus territorios adyacentes una zona potencial de geositios potenciales, para que en un futuro, estos aspectos sean estudiados.

1.1 El relieve como símbolo divino

Los antiguos pobladores mesoamericanos, en la necesidad de explicar las condiciones naturales adversas a su grupo social, crearon una explicación religiosa, donde al relieve se le otorgaba un carácter divino; de esta manera, crearon un vínculo de reciprocidad benéfica para ambas partes (Glockner, 1996). En esta época, la naturaleza era concebida como sagrada, con espíritu, una entidad anímica e incluso con cuerpo (Glockner, 2009).

La explicación más antigua sobre la creación del relieve y su vínculo divino proviene de la cultura mexicana, en donde Quetzalcoatl y Tezcatlipoca partieron el cuerpo de Tlaltecuhtli, *el señor de la tierra* y crearon con una mitad el cielo y con la otra la Tierra; de esta manera, los ojos dieron origen a las depresiones, manantiales y cuevas pequeñas; de la boca, ríos y grandes cavernas y de la nariz, valles y montañas (Iwaniszewski, 2001). A partir de este mito surge la connotación religiosa del relieve; en ello ayuda su altura (cercanía con cielo), su amplitud (abrigo-protección) y la abundancia de sus recursos (proveedor de alimentos).

Al ser considerados entes vivos, se les atribuía un género que era determinado por la silueta de la montaña, es decir, por su morfología (Iwaniszewski, 2001). A los de forma cónica o trapezoidal se les consideraba masculinos como el Popocatepetl o el Citlaltépetl. Por otro lado, los femeninos eran representados por estructuras alargadas, extendidas y redondeadas como la Iztaccíhuatl o la Matlalcueye (Malinche).

Broda (2009) sugiere que la primera deidad importante fue Xiuhtecuhtli-Huehuetéotl, *el anciano dios del fuego*, como referencia al vulcanismo experimentado por los pueblos mesoamericanos. Por otro lado, las montañas también representaban a otros dioses (lluvia y fertilidad) o moradas de los mismos, como la de Tláloc, que se le concede el control de los fenómenos meteorológicos y lo vinculan con la abundancia de alimentos (Broda 1982; Juárez, 2012). De acuerdo con Fray Bernardino de Sahagún (1956), se consideraba a las montañas como *grandes vasos de agua*, lugares donde se alojaban los vientos y las nubes; estas ideas, sin duda trascienden desde una época anterior a la española, y se siguen manteniendo hasta nuestros días.

Uno de los cultos que llega hasta los tiempos actuales y que tiene una manifestación clara entre la adoración del hombre a las montañas es el *Tepeihuitl* o *fiesta de los cerros*, dedicada al Dios Tláloc, considerado como un ente con el cual era posible tener un intercambio benéfico a través de un trato ceremonial. En ella se elaboraban imágenes de las montañas más importantes y cercanas a la Cuenca de México con semillas amaranto, donde se agradecían los beneficios que concedían. Esta representación simbólica terminaba con su ingesta como una muestra de pertenencia (Broda, 1971, 1982, 1991, 1997, 2009; Iwaniszewski, 1986; Glockner, 1996; Aranda, 1997; Brotherston, 1997).

Otra de las funciones que tenían las montañas era la observación de los astros y su movimiento, este hecho permitía establecer una relación espacio-temporal de los contornos prominentes del horizonte montañoso y fijar las fechas de importancia astronómica, religiosa, de cultivo, cosecha y reposo de la tierra. De esta manera, las sociedades prehispánicas podían determinar con precisión los solsticios, equinoccios y pasos cenitales con referencia a la salida del Sol. Este tipo de observaciones eran realizadas sobre una construcción *ex profeso* llamada *tetzacualco*, la más importante de ellas se encontraba en el *cerro* Tláloc, sin embargo, no era el único punto de observación, existían tres más en el Iztaccíhuatl y uno en el Popocatepetl (Montero, 2004).

Ningún componente natural en la región del Altiplano Central puede expresar mejor la conjunción entre el cielo y la tierra como lo hacen los volcanes. Estas estructuras llegaron a tener tal importancia que tenían su propia representación en los códices prehispánicos (Fig. 1).

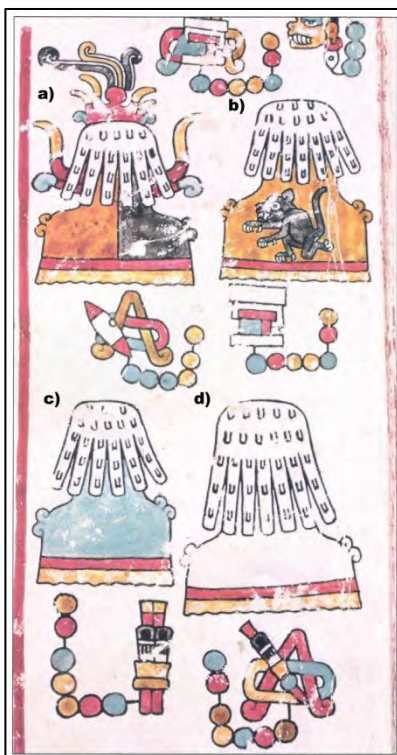


Figura 1. Glifos representativos de los volcanes: a) Popocatepetl, b) Iztaccíhuatl, c) Matlalcueye y d) Citlaltépetl. *Códice Vindobonensis* (Tomado de Broda, 2009).

Cabe mencionar, que existían distintas intenciones religiosas para subir a la montaña, rogar por la lluvia no era el único motivo pero si era el más importante. El conocimiento tradicional acerca de los actos rituales y depósitos de ofrendas ha sido heredado generación tras generación y ha perdurado hasta la actualidad envuelto en un sincretismo religioso resultado de la conquista española. Los rituales han evolucionado de cierta manera, cambiando únicamente los seres a los que se les hace la ofrenda, pero con el mismo propósito.

1.2 Cosmogonía prehispánica de la Iztaccíhuatl: Mitos y rituales

Debido a la importancia que los volcanes tenían en la cosmovisión prehispánica, la población optó por explicaciones mitológicas, es decir, relatos narrados en donde las acciones de los seres encarnan, de manera simbólica, fuerzas de la naturaleza. Estos mitos se transmitían de forma oral con el fin de conservar estas

creencias. En ellos, se cuenta el vínculo entre la sociedad y los volcanes, explican su localización y su morfología que, algunas veces, era caprichosa.

La peculiar silueta del volcán Iztaccíhuatl tenía un significado especial para las sociedades prehispánicas; su perfil está asociado con el de una *mujer recostada*, de ahí el significado de su nombre *Mujer Blanca*, debido al manto de nieve que cubría la montaña. Esta morfología dio lugar a la existencia de relatos mitológicos y leyendas (Fig. 2).



Figura 2. Pintura alegórica, *La leyenda de los volcanes*. Realizada en 1940 por de Jesús De la Helguera.

En relación con el Iztaccíhuatl existen tres leyendas que explican su existencia, la más popular fue documentada por Iturbe (2005); hace referencia a una guerra que sostuvieron los Mexicas contra los Tlaxcaltecas, en la cual participó un joven guerrero de nombre Popocatépetl, personaje que estaba enamorado de *Ixtaccíhuatl*, hija del cacique mexicana.

Popocatépetl, al dirigirse a la guerra, hace prometer al gobernador, que si regresaba con la victoria a Tenochtitlán le concedería la mano de su hija, a lo que

éste accede. Víctima de una mentira que aseguraba el fallecimiento del guerrero mexica, *Iztaccíhuatl* decidió dejarse morir. Al regreso triunfal a la ciudad por parte de Popocatepetl, es informado de la muerte de su amada e invadido por la tristeza, decide llevar su cadáver a la cima de una montaña; al llegar al sitio, la tiende sobre la cumbre y frente a ella se pone de rodillas para esperar el mismo destino. La nieve cubre sus cuerpos hasta formar los inmensos volcanes que desde ese momento se encuentran vigilando la cuenca de México.

El segundo mito fue documentado por León-Portilla (2005) y narra la historia de un noble mexica llamado Chimalpopoca, quien se encontraba enamorado de una doncella llamada Malintzin, hija del emperador Moctezuma. Inconforme con las intenciones de Chimalpopoca, Moctezuma lo condenó a pasar la eternidad en sueño junto a su hija. Les otorgó nuevos nombres; a ella la designó Cihuapitépetl o *Montaña de la noble señora* y a él como Popocatepetl o *Montaña que humea* y les encomendó la tarea de vigilar el imperio.

El tercer relato es atribuido a Glockner (1996) y se distingue de los anteriores por ser una historia relacionada con los conquistadores españoles. En ella se narra que Hernán Cortés trajo consigo unos *cerros* para ganar la batalla contra los mexicas. Esta *arma bélica* era activada por antiguos sabios que tenían el poder de levantarlos con un aspecto humano.

De Iztaccíhuatl se decía que era de nacionalidad francesa y que acompañó desde España a Hernán Cortés debido a que tenían una relación sentimental. Cuando Hernán Cortés fue derrotado en batalla, sus vasallos lo abandonaron y decidieron seguir a Iztaccíhuatl; al llegar a una montaña, ella decidió dormir y les pidió a los soldados que rezaran por ella; ellos se arrodillaron por todos lados, quedando perpetuados en todas las elevaciones que rodean al Iztaccíhuatl; uno de estos soldados fue Popocatepetl, quien de manera secreta estaba enamorado de ella. Y de esta forma, quedó inmortalizado el perfil de la actual Sierra Nevada.

Las tres historias expuestas tienen en común la idea de protección, prosperidad y bienestar para la población. De esta manera, surge el sentimiento de reciprocidad de las personas y para ello se crean los rituales o ceremonias de agradecimiento; en este sentido, se mencionan dos de ellas:

El primero fue documentado por Fray Diego de Durán (1967) y Fray Bernardino de Sahagún (1956). Ambos frailes describen una fiesta celebrada en honor a los *cerros*, al término de la época de lluvias (27 de octubre), esta ceremonia se conocía como *tepeihuitl*. El ritual consistía en la elaboración de figuras de masa de amaranto a las que se les ponía rostro, se resaltaban con semillas de calabaza como dientes y ayocotes en lugar de ojos; luego, eran vestidas con pedazos de papel amate, humedecidos abundantemente con gotas de hule. Estas formas representaban las montañas más importantes de la Cuenca de México. Una vez que eran terminadas las situaban en un recinto y formaban un círculo; al centro de él colocaban la que representaba el Iztaccíhuatl. Al finalizar la celebración, se les cortaba la cabeza a las figuras a manera de sacrificio y era ingerida la masa que representaba el cuerpo de las montañas con el fin de lograr la unidad con lo divino (Glockner, 1996).

Por su parte, Durán (1967), en su *Historia de las Indias de la Nueva España e islas de la tierra firme*, narra con detalle un segundo ritual relacionado con el Iztaccíhuatl; en el cual, se vestía a una esclava purificada con atuendos verdes y una corona blanca con manchas negras. Esta vestimenta simbolizaba las arboledas verdes y la cumbre cubierta de nieve. La mujer era sacrificada en la ciudad de Tenochtitlán, delante de la imagen de la diosa; por su parte, en la montaña, se ofrecían las vidas de niños y niñas a manera de ofrenda que acompañaban con ropa de mujer, camisas y enaguas; joyas, coronas de pluma, piedras preciosas y alimentos como regalos que eran llevados hasta la cima. Esta ceremonia duraba dos días y los participantes se mantenían en ayuno.

Con esta narración que Durán realiza, se logra dimensionar la importancia que el Iztaccíhuatl tenía para la sociedad, pues la ceremonia que ellos realizaban, tanto en la ciudad como en el volcán era impresionante.

Además de los rituales que se describieron anteriormente, evidencias arqueológicas fueron encontradas en la cima del Iztaccíhuatl; artefactos hechos de obsidiana, jadeíta, madera, así como fragmentos de cerámica en forma de ollas con la imagen de Tláloc y pequeños sahumerios, incluyen puntas de maguey y carrizos atados con hilo, estaban distribuidos en la parte de la cumbre del Pecho. Algunos de estos objetos se pueden relacionar con la ceremonia por la rogativa de lluvias. En este sentido, se pensaba que el humo producido por la quema del incienso, al elevarse hacia el cielo, se mezclaba con las nubes y era capaz de promover la humedad y la lluvia (Iwaniszewski y Montero, 2001).

El Iztaccíhuatl también fue escenario de rituales relacionados con la observación de los astros, el establecimiento de fechas para los rituales relacionados con la fertilidad y la tierra (equinoccios y solsticios) así como un calendario. En este marco, también fue utilizado como un *marcador en el horizonte*, para ello se usó su perfil para registrar el movimiento del sol, teniendo como punto la *Piedra Semilla* ubicada en el poblado de Amecameca (Fig. 3).



Figura 3. *Marcadores de horizonte* vistos desde el monolito *Piedra Semilla* al este de Amecameca (Tomado de Iwaniszewski, 2006).

Además, existían tres construcciones denominadas *tetzacualcos* (Nahualac, El Caracol y El Solitario), las cuales servían como observatorios astronómicos donde se podía admirar el paso cenital del Sol, al tomar como referencia la cima del Iztaccíhuatl, *El Pecho*; con esto se podía determinar las fechas exactas de los equinoccios (Montero, 2004).

Los mitos y rituales relacionados con el Iztaccíhuatl se vinculan con el abrigo y *contenedor* de un grupo humano; es decir la protección de fenómenos extremos como lluvias extraordinarias o falta de ellas, vientos fuertes e incluso como resguardo a invasiones de otras poblaciones. Del mismo modo, al considerar la montaña cercana al cielo, se convirtió en un lugar sagrado para ofrendar desde vidas humanas hasta alimentos o como parte de rogativas para obtener una buena cosecha. También se utilizaron como observatorios astronómicos desde el horizonte o desde las cumbres. Todos estos elementos crearon una cosmogonía que llega a tiempos actuales con el mismo sentido, conseguir una buena temporada de cultivos para solventar una economía basada en las fuerzas de la naturaleza y que al no poder controlarlas, se recurre al favor divino.

1.3 El pensamiento religioso actual

La introducción de nuevas prácticas religiosas traídas por los españoles en el siglo XVI, permitió un proceso sincrético que arraigó la cosmovisión prehispánica sobre varios cultos y en particular los vinculados con el *mundo* agrícola: los dioses del agua y la fertilidad.

Los ritos fueron difíciles de erradicar; ya no continúan las grandes fiestas y rituales colectivos que se conocían, pero las prácticas mágico-religiosas se llevan a cabo en un buen número de comunidades, sobre todo en las que se localizan en las faldas o alrededores de los grandes volcanes. Este hecho se mantiene gracias a la vigorosa memoria colectiva y este tipo de manifestación religiosa prosperó en

aquellos sectores de la población en donde la forma de vida requería *auxilio divino* en catástrofes como terremotos, inundaciones o sequías.

El mestizaje cultural trajo consigo la adaptación de diferentes figuras pertenecientes a la religión católica. Debido a esto, a lo largo del tiempo, se eliminaron los nombres con los que antiguamente se adoraban a las deidades locales. El culto a Tláloc se transformó, mediante un proceso de asimilación, en un culto al volcán Gregorio Popocatepetl y a *Rosita Iztaccíhuatzintli* (Glockner 1996, 2009).

En este contexto, el volcán Iztaccíhuatl sigue siendo aquella deidad doméstica y con un parentesco familiar que implica una veneración hacia la madre, por esta razón, se asocia con la Virgen de Guadalupe, patrona de México; también se ha vinculado con Santa Rosa de Lima. Ambos casos tienen relación con Chalchiuhtlicue, deidad maternal vinculada con el bienestar (Glockner, 1996).

La asociación que existe con Santa Rosa de Lima tiene reflejo, para la población local, con la personalidad de *Rosita La Volcana*. Es probable que este culto se haya dado a partir de la instalación de la orden de Santo Domingo en la ciudad de Puebla, donde fundaron un convento y establecieron la adoración a la santa el 30 de agosto. Por esta razón, en la actualidad, la población local asciende a la montaña a dejar ofrendas a *La Volcana* este día (Glockner, 1996).

El culto a *La Volcana* no es el único que llega a nuestros días, se adecuaron otros relacionados con las lluvias; ejemplo de esto es el del 3 de mayo, día de la *Santa Cruz* y 2 de noviembre, día de *Todos los Santos*, festejos vinculados a la apertura y cierre de la temporada de lluvias (Broda, 2009). Además, existen otras fechas importantes como la del 2 de febrero, día de *La Candelaria*, día en que se bendicen en el Iztaccíhuatl las semillas que se van a sembrar. El 13 de junio, día de *San Antonio*; patrono de los *tiemperos* o *graniceros* (encargados de atraer el buen temporal), se festeja colocando *cruces vestidas* con prendas femeninas (si

se busca el favor del Iztaccíhuatl), orientadas hacia los campos de cultivo. Se agrega una escoba sin mango y unas palmas *benditas*; con el fin de ahuyentar las nubes y el granizo.

Una vez preparado el altar, el *tiempero* realiza una danza alrededor de una varilla, donde se entrelazan una serie de listones de colores en un movimiento helicoidal a manera de arcoíris. Este fenómeno es el resultado de la armonía entre los tiempos de lluvia y los tiempos de sequía, significa un equilibrio entre el exceso y la escasez (Glockner, 1996, 2009; Villa-Roiz, 1997).

En las comunidades de Puebla, la población participa en las tareas de *ahuyentar* al granizo, tocando las campanas de la iglesia para congregarse, mientras el *tiempero* se dirige al Iztaccíhuatl equipado con una espada para combatir el mal tiempo (granizo y lluvia torrencial). A su vez, los campesinos arrojan cohetes para ahuyentar este fenómeno adverso (Iturriaga, 1997).

En la actualidad, el volcán Iztaccíhuatl ha perdido el significado de *mujer blanca*, para ser reemplazado por el de *mujer dormida*. El acto de dormir la convierte en un *ente pasivo*, sumergido en un estado de ensoñación. *La Volcana* comparte sus sueños a los *graniceros* en un acto de revelación, a manera de oráculo, con el fin de expresar sus más profundos deseos (Villa-Roiz, 1997). Esta *comunicación* fue documentada por Glockner (1997), quien entrevistó a un *granicero* de nombre Francisco, el cual le narró uno de estos sueños:

...veía yo a una muchacha bonita, güerita, bien a todo dar, y a veces la veía yo medio morenita, pero casi nada. Y platicaba yo con ella y la iba yo a alcanzar, y luego veía yo que ya llegaba, ahí donde caía el agua, ahí llegaba yo y había un zaguán y tocaba yo...

- ¿Quién?

- yo, jefa

- ¿Quién eres?

- yo soy, su hijo de usted

- Aah ¿Quién es?

Llega y abre. Es un zaguán grande y se abre. Aparece La Volcana y me dice:

- ¡Ay hijo! ¿Qué andas haciendo? ¿Qué venistes a hacer? ¡Pásale hijo! Me mete, entraba yo, y le digo:

- ¿Sabe qué jefa? No le traigo a usted más, le digo, solamente le traigo a usted unas manzanas.

¡Pero unas chapeadas! ¡Bonitas manzanas coloradas llevaba yo! Y le digo:

- A ver si le viene a usted, yo compré una falda, compré en total su ropa de usted, a ver si... póngaselos usted y a ver si le viene a usted, y si no, pues me lo llevo mejor para ver si me lo cambian

- A ver, dice, ¡ay hijo! Qué bueno que te acordaste, qué bueno que si supiste de mi número, de mi talla, dice, que bueno, dice, si me viene mira ¿Cómo me ves, me queda o no me queda?

- Sí, la veo a usted bien

- ¿Y tu gente por qué no viene?

- No pues es que están ocupados, le digo, pero yo me di una escapadita, le vine a dar la vuelta a usted, la vine a ver a usted, siquiera la vine a visitar.

- Ah qué bueno, dice, mira hijo, ya que te vas llévate esto y veía yo que me regalaba hartas calabacitas, harta naranja del bueno, cosa de lo mejor. Me regalaba y me decía, mira estos son pa' tus hijos, esto es pa' tu mujer y ahí les compartes a los que te acompañan. Y veía yo que regalaba como un chiquihuite nomás, pero hasta me sobraba.

...luego me dice:

- ¿Cuándo vas a venir?

- Pues quien sabe, jefa, porque yo quisiera venir pero, es que la gente... yo quisiera pero no todos comprenden. Ojalá y todos fueran de entendimiento, pues que bueno, el día que yo quiera puedo venir pero... mientras ellos me ayuden y haiga con qué, pues yo vengo, vengo y yo soy grande, yo mismo

siento que ya soy grande y... ¿sabe usted jefa? No me doy cuenta ni se su nombre de usted. Y dice:

- Ah de veras, no te he dicho, no te he dicho pero yo me llamo Rosa, pero otras personas por otros lados, luego a veces han venido de otros lugares y luego me dicen que me llamo Manuela, por su gusto de ellos me quieren visitar pero no están destinados, nomás porque me quieren visitar y vienen y me hablan por Manuela, pero yo no soy Manuela, yo soy Rosa, bueno, yo te digo porque eres mi hijo. Así me dijo. Entonces le digo:

- Bueno, mire usted, jefa yo ya me voy de todos modos. Dice:

- ¿Cuándo vas a venir? Y yo le digo:

- Pues quien sabe, pero de todos modos de un de repente yo ya estoy aquí con usted, de todos modos lo importante es que yo tengo que tomar la palabra con usted, porque no tengo quién, solamente en usted tomo la palabra y con usted me recomiendo y usted sabe por mí. Por eso cuando voy allá tomo la palabra adentro de la cueva.

Con este relato, se muestra la relación de familiaridad y respeto que existe entre la deidad y su *elegido*. Los obsequios que ofrece Rosita significan la buena cosecha hacia todos los poblados que están en sus faldas como agradecimiento de los regalos que recibe; prendas femeninas, en lugar de sacrificios humanos como en épocas pasadas. Lo que no ha cambiado es el lugar de adoración, *la cueva*. Al respecto, Bonfil (1968) y Montero (2004) ubican este lugar con el nombre de Alcalican o Cueva de los Brujos. Estos hechos muestran que la relación entre *La Volcana* y la población ha evolucionado a lo largo del tiempo pero el significado del rito es el mismo.

El pensamiento religioso actual nos permite identificar los espacios donde se han llevado a cabo los rituales en el volcán Iztaccíhuatl, con el fin de reconocer su valor cultural o añadido, pues estos sitios representan una identidad para la población local, además de que mantienen una relación con las formas de relieve (De Jesús, 2014). Con esto, es posible realizar un catálogo de todos aquellos

lugares con peculiaridades geomorfológicas y que tengan un valor cultural por su interés religioso para su posterior cartografía en el marco de un futuro estudio de geomorfositos.

1.4 El Iztaccíhuatl contemporáneo: ocio y deporte

En el marco de entender a los volcanes como lugares donde se desarrollan prácticas culturales, en las últimas décadas han tenido otro tipo de funciones a parte de las religiosas. Las actividades deportivas y recreativas que se pueden desarrollar en estos escenarios han comenzado a tomar mayor importancia para la población; en la actualidad no se les ve sólo como lugares sagrados, sino también como sitios que desafían las habilidades humanas.

El alpinismo es la práctica más antigua y completa de las modalidades deportivas en México, comenzó a practicarse a principios del siglo XX donde se denominaron como marchas de media y alta montaña; esta actividad tuvo como escenario los volcanes Citlaltépetl, Popocatépetl e Iztaccíhuatl, elevaciones que rebasan los 5000 m: (Altamirano, 1971).

De los volcanes mencionados, el Iztaccíhuatl es el que ofrece al montañista una variedad de rutas de ascenso que están favorecidas por un relieve volcánico heterogéneo, a manera de estructuras sobrepuestas en donde son frecuentes las laderas escarpadas de roca o de detritos, además de los valles glaciares; todos ellos integran un paisaje interesante para transitar. Hay que mencionar que esta montaña fue una de las primeras en tener un uso deportivo, debido a su accesibilidad y su aparente estado de calma.

En este sentido, Neyra (2012) publicó una guía de alta montaña en la que incluye un apartado para el Iztaccíhuatl, donde se presentan una serie de rutas de ascenso (once) con algunas variables, a las diferentes cimas del volcán, además

de que muestran distinto grado de dificultad para que las personas que se interesen en estas actividades se les facilite la práctica de este deporte.

Otro tipo de actividades recreativas que se llevan a cabo en los volcanes, es el turismo y sus nuevas variantes; ecoturismo o turismo alternativo; este último incluye el de aventura y el que tiene relación con la interacción o contemplación del ecosistema (Sánchez y Propin, 2014); en particular con la observación directa de emanaciones de gases (solfatadas), flora y fauna.

El volcán Iztaccíhuatl cumple con la triple perspectiva de valoración turística que proponen Dóniz-Páez y colaboradores (2006); alberga vida vegetal y animal, es una formación geológica-geomorfológica peculiar y tiene recursos hídricos. A lo anterior se suma el volcán Popocatepetl, juntos conforman el *Parque Nacional Izta-Popo*, una de las áreas naturales protegidas más antiguas de México, que tiene como objetivo generar conciencia y respeto por el lugar a visitar.

Los sitios arqueológicos son un atractivo más en el Iztaccíhuatl, estos lugares suman 32, los cuales fueron construidos sobre resaltes, crestas y plataformas rocosas; aunque también en zonas llanas arenosas e incluso en cuevas (Lorenzo, 1957; Iwaniszewski, 1986; Montero, 2004).

Consideraciones Finales

El proceso cultural que existe entre la población y el Iztaccíhuatl ha sido constante a lo largo de la historia. La conceptualización del volcán como símbolo divino y el consecuente apropiamiento de este para realizar rogatorias en busca de beneficios han dejado huella en el territorio, teniendo evidencias de lugares utilizados como espacios rituales, algunos abandonados y otros que siguen siendo tomados en cuenta.

Podemos afirmar que el Iztaccíhuatl es un lugar de interés científico, educativo, deportivo y de profundas tradiciones; características que soportan de manera sobrada un estudio que vincule la cultura y el relieve en donde se integren estos aspectos, apoyados en rutas de visitas a lugares de interés, temática que actualmente se estudia en el marco de los geomorfositos.

En este sentido, se hacen evidentes once sitios donde se muestra una relación entre el relieve y el acervo cultural de la región en los que destacan los puntos de observación celeste y los de culto prehispánico que llegan hasta la actualidad como rogativas de lluvia, de buena cosecha y agradecimiento de recursos.

Los geomorfositos que se presentan (Figura 4) tienen el potencial para ser establecidos como tales, no solo por su significado *mágico-religioso*, sino porque cada uno de ellos representa, al mismo tiempo, una forma de relieve con atributos únicos tales como cuevas, cimas, planicies, manantiales y cascadas. En ese capítulo solamente se hacen evidentes a través de un mapa.

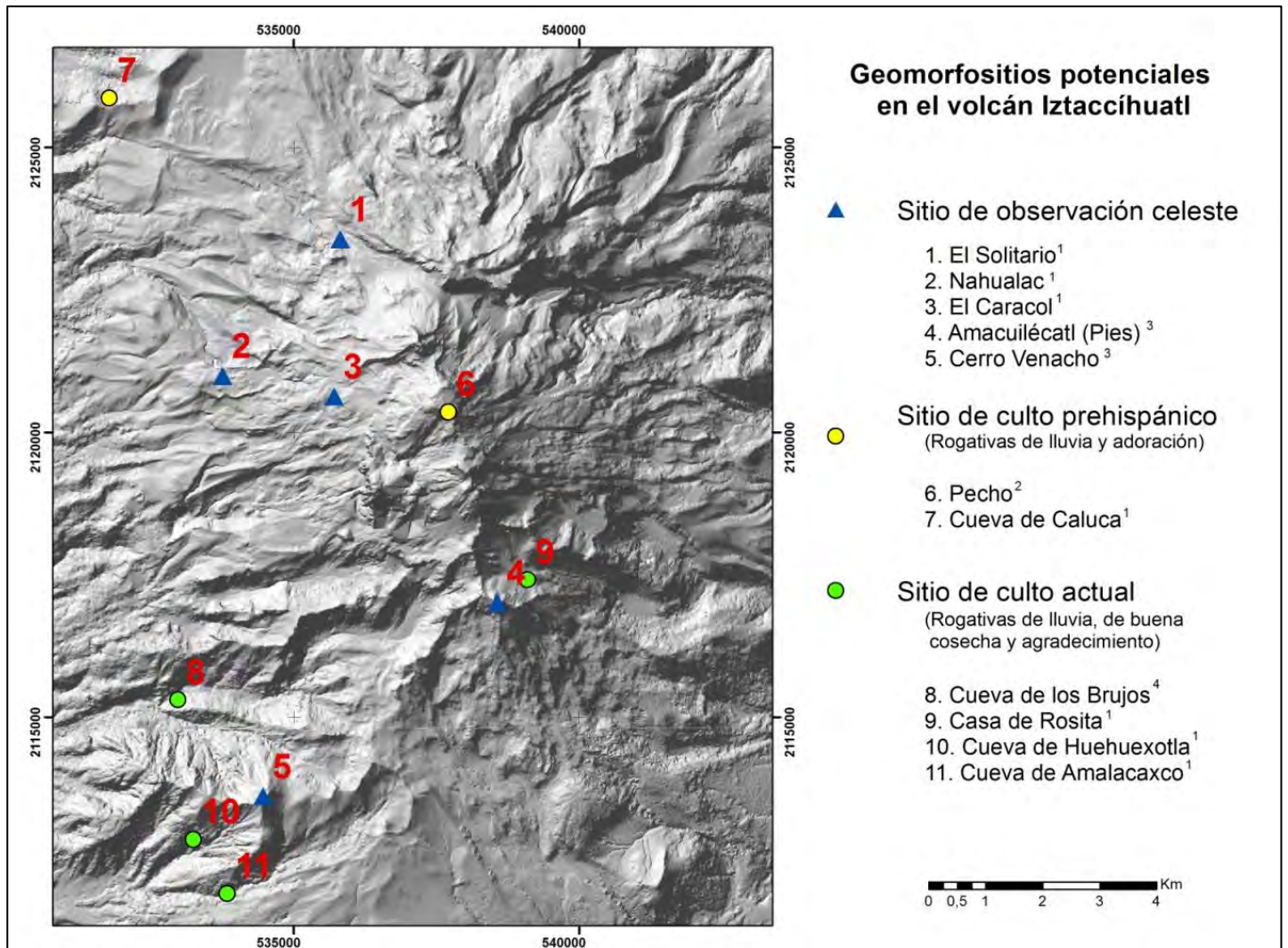


Figura 4. Sitios propuestos como geomorfositos en el volcán Iztaccíhuatl (Durán, 1960²; Bonfil, 1968⁴ Montero, 2004¹; Iwaniszewski, 2006³).

CAPÍTULO II. GEOLOGÍA

El arreglo litológico que presentan las diferentes formas de relieve sobre la superficie terrestre va a tener un reflejo directo en su expresión morfológica. En este sentido, es necesario analizar y comprender las características del tipo sustrato, distribución y estructura, ya que estos elementos favorecerán la alta o baja competencia del material a los procesos erosivos; dichos factores son determinantes en la evolución del relieve.

El objetivo de este capítulo es definir las características litológicas-tectónicas del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl en un contexto regional y local; de esta manera, quedarán evidenciadas las unidades morfogenéticas que son la base para la cartografía geomorfológica final.

2.1 Marco Geológico-tectónico regional

En México, la actividad tectónica y el vulcanismo están relacionados de manera directa; evidencia de esto, es la influencia de la dinámica de subducción por parte de la Placa de Cocos debajo de la Norteamérica, la cual ha favorecido el desarrollo de la actividad volcánica en superficie. Este mecanismo ocurre de manera diferencial a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, de esta forma se explica la configuración del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).

En este marco, la Trinchera Mesoamericana y el CVM no coinciden de manera paralela entre sí. Dicha disposición es consecuencia de una variación en el ángulo de incidencia (15°) de la Placa de Cocos por debajo de la Norteamericana; esto da como resultado que el arco volcánico se aleje de la trinchera en su porción central y oriental (Urrutia-Fucugauchi y del Castillo, 1977; Shurbet y Cebull, 1984; Ferrari, 2000; Ferrari *et al.*, 2000) (Fig. 5).

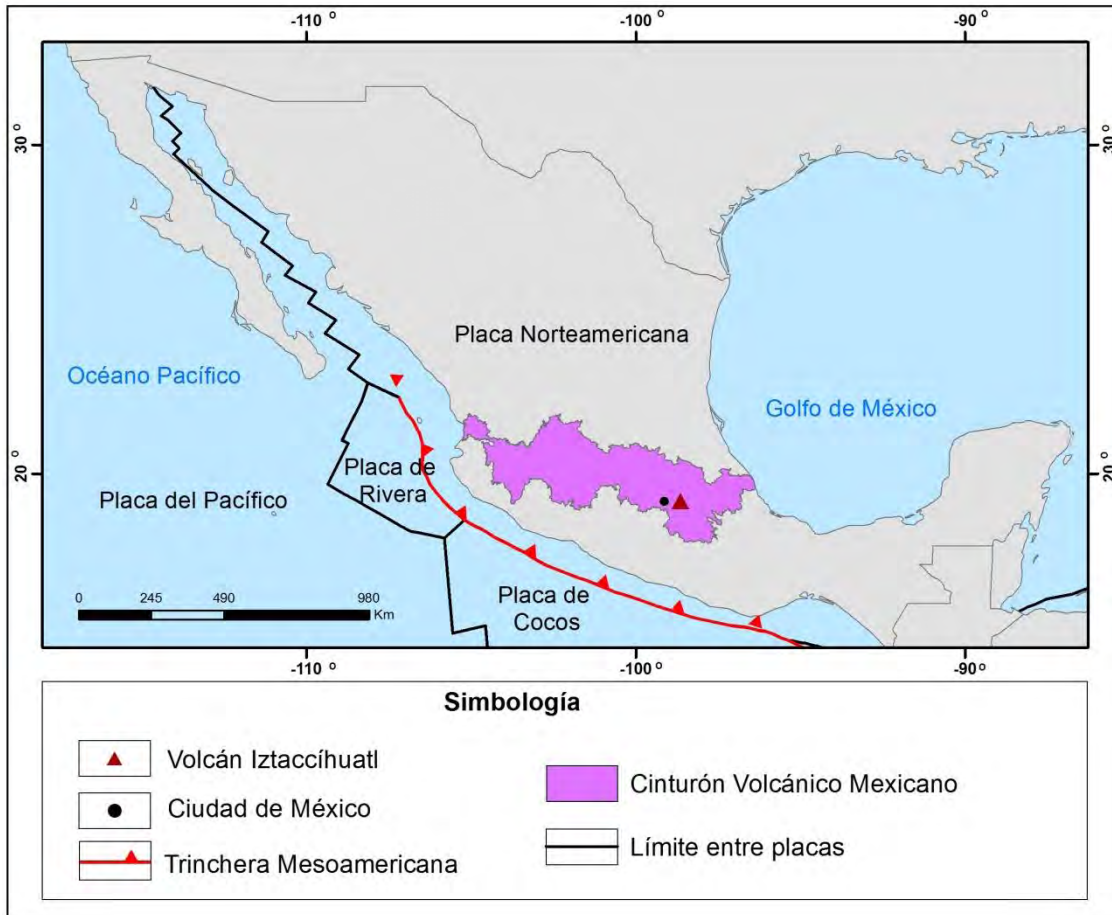


Figura 5. Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y el arreglo tectónico que ha influido en su desarrollo.

El mecanismo subductivo ocurrido durante el Mioceno está relacionado con la reconfiguración de la Placa de Cocos y el origen del CVM; en esta época, el reajuste estructural la fragmenta y se forma la Placa Rivera. Este hecho permitió un cambio en la tasa de subducción, modificó la velocidad y el ángulo de incidencia; a partir de este momento comenzó la formación del CVM hace 19 Ma (Urrutia Fucugauchi y del Castillo, 1977; Ferrari *et al.*, 2012; Manea *et al.*, 2013).

El CVM es un arco volcánico que cruza el centro de México entre los paralelos 18°30' y 21°30' N, la orientación preferencial es de E-W en su porción central y WNW-ESE en la occidental. Tiene una longitud de 1000 Km y se extiende desde las costas del océano Pacífico (San Blas, Nayarit - Bahía de Banderas, Jalisco)

hasta las costas del Golfo de México (Palma Sola, Veracruz). Su amplitud es irregular, varía entre 80 y 230 Km (Demant, 1978; Ferrari *et al.*, 2012).

De acuerdo con Ferrari y colaboradores (2012), el CVM muestra ciertas características particulares como son: la gran variedad de productos geoquímicos asociados con la variación en el ángulo de incidencia de la placa, lo que promueve la diversificación en los estilos eruptivos, y por lo tanto, en las morfologías resultantes. Es importante destacar la orientación transversal al arco, que presentan los principales volcanes compuestos (N-S); esto permite suponer que la actividad en estos sistemas ha ido migrando a través del tiempo, en dirección al límite subductivo (García-Palomo *et al.*, 2002; Cadoux *et al.*, 2011).

Debido a la complejidad del CVM, se divide en diferentes regiones de acuerdo a sus características geoquímicas, vulcanológicas y morfológicas. A lo largo de este, se pueden observar una gran variedad de formas como son volcanes compuestos, en escudo, conos de escoria, domos de lava, calderas, entre otras. Demant y Nixon (1980) lo segmentan en: 1) Sector Occidental, 2) Fosa tectónica de Colima y 3) Sector Centro-Oriental. De esta división, el sector que comprende la zona de estudio es el tercero, el cual contiene las regiones de la cuenca de México y la de Puebla-Tlaxcala, cuyo límite entre estas dos depresiones es la Sierra Nevada, estructura mayor a la que pertenece el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl.

Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1995) indican que en este sector existe una corteza cratónica de edad precámbrica sobre la cual el CVM se emplazó hace 1.7 Ma (Nixon *et al.*, 1985). Este hecho, dio como resultado la formación de volcanes compuestos de carácter andesítico a riolítico alineados de N-S sobre estructuras corticales, ejemplo de esta dinámica, es la Sierra Nevada (Ferrari, 2000).

2.1.1 Sierra Nevada

Este conjunto de montañas divide la cuenca de México de la de Puebla-Tlaxcala, está conformada por cuatro grandes volcanes compuestos; de norte a sur, Tláloc (4 120 msnm), Telapón (4 060 msnm), Iztaccíhuatl (5 286 msnm) y Popocatepetl (5 452 msnm). Además de estos edificios, existen dos estructuras menores, el Papayo (3 600 msnm) y el Iztaltetlac (3 280 msnm), las cuales se emplazan sobre la depresión que existe entre el Iztaccíhuatl y el Telapón (Fig. 6).

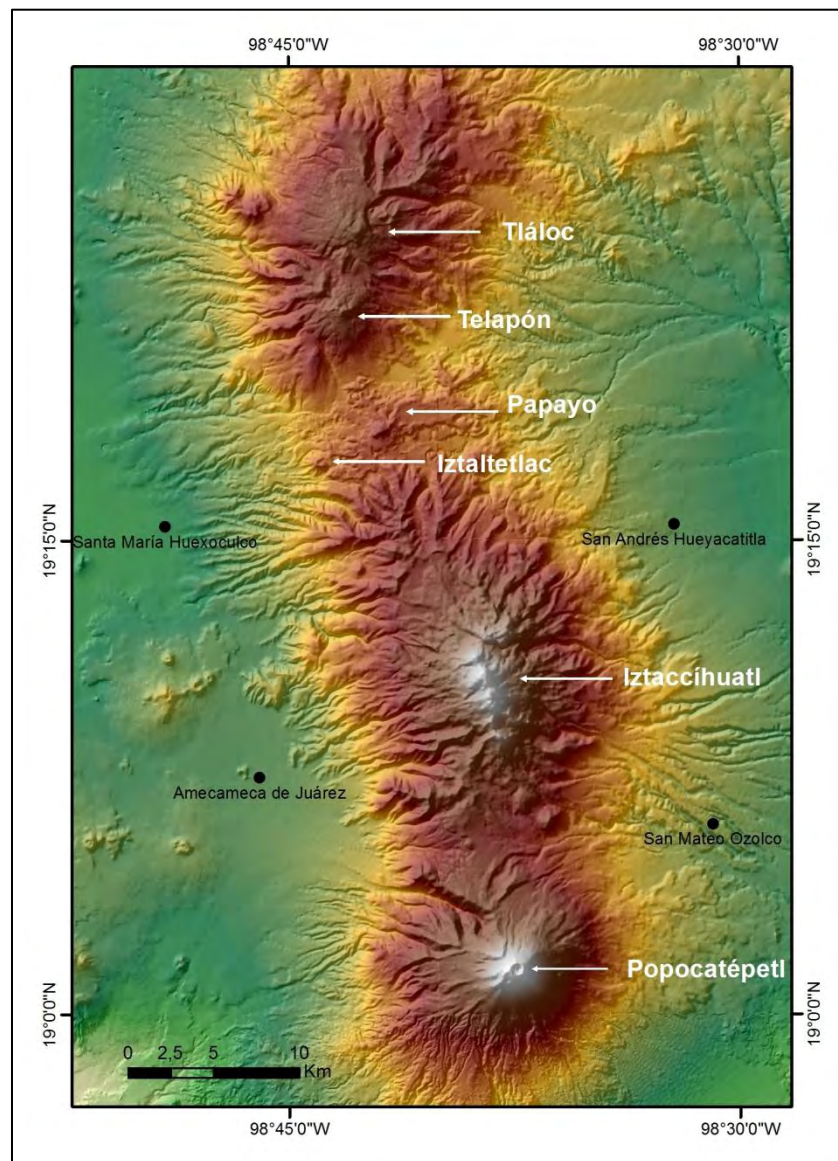


Figura 6. Localización de las principales estructuras volcánicas que integran la Sierra Nevada.

Macías y colaboradores (2012) indican que el magmatismo en la cordillera comenzó entre 1.8 y 1.4 Ma. La actividad volcánica a lo largo de la sierra ha variado en el tiempo; durante el Pleistoceno Temprano-Medio el estilo eruptivo fue de tipo efusivo, mientras que en el Pleistoceno-Tardío, se registraron etapas explosivas con erupciones Plinianas y Subplinianas en los cuatro edificios que la conforman (Cadoux *et al.*, 2011). Por otro lado, el material emitido es heterogéneo en cuanto a composición; al norte (Telapón y Tláloc), los productos que predominan son las dacitas y riolitas sobre las andesitas; mientras que en el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl se han depositado grandes cantidades de andesitas y, en menor medida, dacitas y riolitas (Macías *et al.*, 2012). La depresión que se encuentra entre el Telapón y el Iztaccíhuatl puede ser considerada como un límite morfológico que hace evidente la diferencia en la química de los magmas y, por lo tanto, la evolución del conjunto montañoso (Gordillo, 2018).

2.2 Marco Geológico Local

La configuración actual del volcán Iztaccíhuatl es resultado de varios eventos que sucedieron de forma simultánea que provocaron un complejo acomodo de los materiales. En general, la actividad fue de tipo efusiva; sin embargo, algunos eventos explosivos destruyeron partes del edificio. La composición de los productos emitidos en esta fase fue de tipo andesítico en la mayoría de los casos. No obstante, hay variaciones puntuales como los ocurridos en la Serie Somital y el cono *Pies Recientes*, donde los materiales fueron dacíticos (García-Tenorio, 2002).

Nixon (1988a, 1988b) indica que la evolución del sistema magmático en el Iztaccíhuatl es producto de una mezcla de magmas que se acompañan de una cristalización fraccionada. Sus lavas representan un producto híbrido de un proceso continuo y repetitivo, donde existe una inyección de material ígneo de composición básica que se mezcla en distintas proporciones con uno ácido

(dacítico); el cual, reside en una cámara magmática de larga duración (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

2.2.1 Estudios Antecedentes

El volcán Iztaccíhuatl ha sido estudiado por diferentes disciplinas científicas; en este sentido, es importante mencionar que solo se consideraron aquellos trabajos que ofrecen un conocimiento sobre la evolución y conformación de la zona de estudio. Para facilitar su explicación fueron agrupados en las siguientes temáticas: geología, glaciología.

Geología: Este tipo de estudios se han enfocado en determinar la edad de los productos emitidos, así como establecer la composición que estos presentan. Steele (1971) estableció una edad para el Iztaccíhuatl entre 13 y 5 Ma a partir del método K-Ar y paleomagnetismo. El mismo autor, en 1985, estableció la primera etapa de construcción del volcán entre 2.84 y 0.73 Ma; dato que resultó del fechamiento de 24 flujos de lava.

Nixon, en sus primeros documentos (1988a, 1988b), estudió la petrología de las lavas de todo el complejo Iztaccíhuatl y se enfocó en la segunda etapa de construcción del edificio. En estos trabajos, determinó que la composición de las rocas eran andesítica-dacítica y asignó una edad menor a 0.6 Ma, dato sustentado en el método K-Ar. Más tarde, el mismo autor (1989), tomó en cuenta los datos de Steele (1971, 1985) y los propios para presentar una estratigrafía volcánica y reconstruir la historia eruptiva. Esta investigación dio como resultado dos fases de evolución que nombró *serie volcánica antigua* (0.9 Ma) y *serie volcánica reciente* (0.6 Ma), cada una de ellas está diferenciada por su textura y mineralogía. Como complemento, elaboró una cartografía que involucra los productos emitidos durante ambas secuencias.

Siebe *et al.* (1995) presentan un trabajo donde hacen evidente el colapso parcial de uno de los edificios del Iztaccíhuatl. Este aporte resulta del análisis de una columna estratigráfica correspondiente al Popocatepetl, donde se observó una irregularidad en la secuencia de algunos depósitos piroclásticos emplazados. De esta manera, concluyeron que la capa discordante provenía del colapso del edificio *Los Pies* del Iztaccíhuatl.

Para el siglo XXI, nuevos trabajos sobre la geología del Iztaccíhuatl fueron elaborados por García-Tenorio (2002), quien realizó estudios estratigráficos y petrológicos y además de una comparación entre el trabajo de Nixon (1989) y el propio. De esta manera, elaboró el mapa geológico actualizado, donde propone nuevas unidades y añade otros eventos no reconocidos en el trabajo de Nixon, como el colapso del edificio de *Los Pies* y su correspondiente depósito. En un trabajo posterior, García-Tenorio (2008) llevó a cabo un estudio donde analiza de manera particular el evento del colapso, en el cual determina que la causa de la explosión fue por una intrusión magmática; localiza el alcance del depósito y determina su constitución.

Además de estos trabajos, Macías y colaboradores (2012) realizaron un análisis geológico y geocronológico de los cuatro edificios de la Sierra Nevada, donde determinaron las edades y la evolución de cada una de las estructuras, así como la dinámica de la actividad que existe en toda la sierra y su aparente migración hacia el sur.

Glaciología: Se han realizado investigaciones descriptivas de los glaciares en el Iztaccíhuatl con diferentes fines. El primero fue el de Ordóñez (1894), quien subió hasta los ventisqueros para hacer una descripción detallada del volcán y de sus dos glaciares, hoy conocidos como *Ayoloco* y *Ayolotepito*. Describe al más grande de los dos (*Ayoloco*), indica que, para ese momento, su longitud era de 350 a 450 m y su anchura variaba de 20 m en su extremo inferior hasta alcanzar 100 m en otros sectores (Lugo-Hupb, 2001). Por otro lado, Robles-Ramos (1944) realizó

estudios sobre glaciología con la finalidad de aprovechar las aguas de deshielo. Aunado a esto, el autor concluyó que el Iztaccíhuatl pudo haber alcanzado una altura mayor, cercana a los 6 300 msnm; esto lo infiere a partir de la inclinación de algunas de sus laderas.

Blázquez (1944) hizo observaciones de tipo hidrológico con el fin de calcular los espesores medios de nieve y hielo y su equivalente en líquido. Con este estudio, concluyó que el límite de las nieves no tiene frontera fija a una altitud de 4600 msnm; además, reconoce la existencia de los glaciares, *Ayolotepito* y *Ayoloco*.

Por otra parte, Lorenzo (1964, 1969, 1973) presenta un informe de los glaciares existentes en México, donde toma en cuenta los pertenecientes al Iztaccíhuatl. En su estudio, los localizó, estimó su elevación, el área aproximada y su volumen. De estas mediciones, identificó en la estructura doce glaciares con un área total de 1,164,550 m². Durante el siglo XXI, las investigaciones descriptivas disminuyeron, sin embargo, en los estudios de Álvarez y Delgado (2002) se realizó una actualización de la masa de hielo presente en el Iztaccíhuatl, a partir de mediciones hechas con un Radar de Penetración Terrestre, donde se estimó que el glaciar de *Ayoloco* tenía un área de 251 000 m² y un volumen entre 10.04 x 10⁶ y 5.02 x 10⁶ m³.

Con respecto a las glaciaciones que han afectado a México, White (1956a, 1956b, 1962a, 1987) realizó una documentación de estas, así como de los depósitos resultantes en el occidente Iztaccíhuatl. En este mismo ámbito, Heine (1988) hizo una comparación entre los glaciares de los volcanes de México para conocer las condiciones del clima en el pasado. Mientras que Vázquez-Selem (2000, 2011) llevó a cabo una cronología de los avances glaciares en el Iztaccíhuatl y a partir de dataciones cosmogénicas basadas en ³⁶Cl y tefrocronología, determinó cinco etapas de evolución glaciar (Hueyatlaco 1 y 2; Milpulco 1 y 2 y *Ayoloco*).

Además de estos estudios, otros aspectos relacionados con los glaciares son los realizados por Delgado y colaboradores (2005), quienes hicieron una evaluación de riesgos contemplando la interacción del glaciar *Ayoloco* y una actividad volcánica potencial. Dichos autores, consideraron que el Iztaccíhuatl es un volcán activo en estado de quietud, por lo tanto, mostraron algunos escenarios donde se pudieran presentar lahares asociados al derretimiento del casquete de hielo. También, Andrés y colaboradores (2010) realizaron un estudio sobre la distribución del permafrost en las laderas del volcán y la relación que tiene con los procesos periglaciares, a partir de la medición de la temperatura del suelo y el aire. El resultado de este trabajo fue la cartografía de suelo congelado y un modelo de distribución de dichas dinámicas.

2.2.2 Historia eruptiva y geología del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl

La importancia de estudiar los eventos volcánicos radica en que estos generaron cambios morfológicos asociados a estilos explosivos y efusivos (destructivos y constructivos) en el edificio y en las zonas adyacentes. Es decir, cada fase eruptiva puede ser considerada como un estado de evolución del volcán, donde los diferentes productos emitidos, le imprimen a la zona de estudio una determinada configuración espacial, la cual se estudia a través de la geomorfología; este aspecto permitirá la elaboración de la cartografía correspondiente.

Los eventos magmáticos que dieron origen a la estructura principal se conocen como Formación Llano Grande e Iztaccíhuatl (Nixon, 1989; García-Tenorio, 2002). Cada uno de ellos se constituye por series de erupciones que más tarde definieron la estructura actual del volcán (Fig. 7). Estas unidades se encuentran representadas en el mapa geológico que realizó García-Tenorio (2002), este documento es la base del análisis (Fig. 8).

Época	Formación	Evento	Unidades Resultantes	Edad (Ma)	Tipo de actividad	
Holoceno	Formación*** Iztaccíhuatl	Buenavista *	Buenavista *	0.009 **	efusiva	
Pleistoceno		Téyotl *	Volcán Téyotl *	0.08 *	efusiva	
		La Joya *	Tzotquinzinco B *** Tzotquinzinco A Alcalican Amalacaxco La Joya	0.27 *	efusiva	
		Pies * Recientes	Pies Recientes 2 *** destrucción: Colapso	0.41- 0.34*	explosiva	
			Pies Recientes 1 * Construcción: Cono		efusiva	
		Serie Somital*	Rodillas *	0.58-0.11*	efusiva	
			Pecho *		efusiva	
			Cabeza *		efusiva	
		Formación*** Llano Grande	Zacaltepec *	Zacaltepec *	0.6 *	efusiva
			Ocosintla *	Hielotzochio*** Malinal Piedra Lisa B Piedra Lisa A Ocosintla B Ocosintla A		efusiva
Ocotepec *	Ocotepec *			efusiva		
Cerro Gordo *	Cerro Gordo *			efusiva		
Pies* Ancestrales	Pies Ancestrales 2 *** Pies Ancestrales 1			mixta		
Plógeno Tardío	Tlacopaso*		Tlacopaso *	0.9 * 1,09 ****		efusiva
	La Trampa*		La Trampa A *** La Trampa B			efusiva
			Llano Grande* el Alto			Caldera Llano * Grande
	Volcán Llano * Grande					efusiva
	Pulpito del * Diablo		Pulpito del Diablo *			efusiva

Figura 7. Historia eruptiva del Volcán Iztaccíhuatl, dividida en dos formaciones principales, cada uno de ellos se subdivide en eventos que significaron el emplazamiento de nuevas unidades (elaborada con base en: Nixon, 1989 *; Siebe *et al.*, 1995**; García-Tenorio, 2002, 2008*** y Cadoux *et al.*, 2011****).

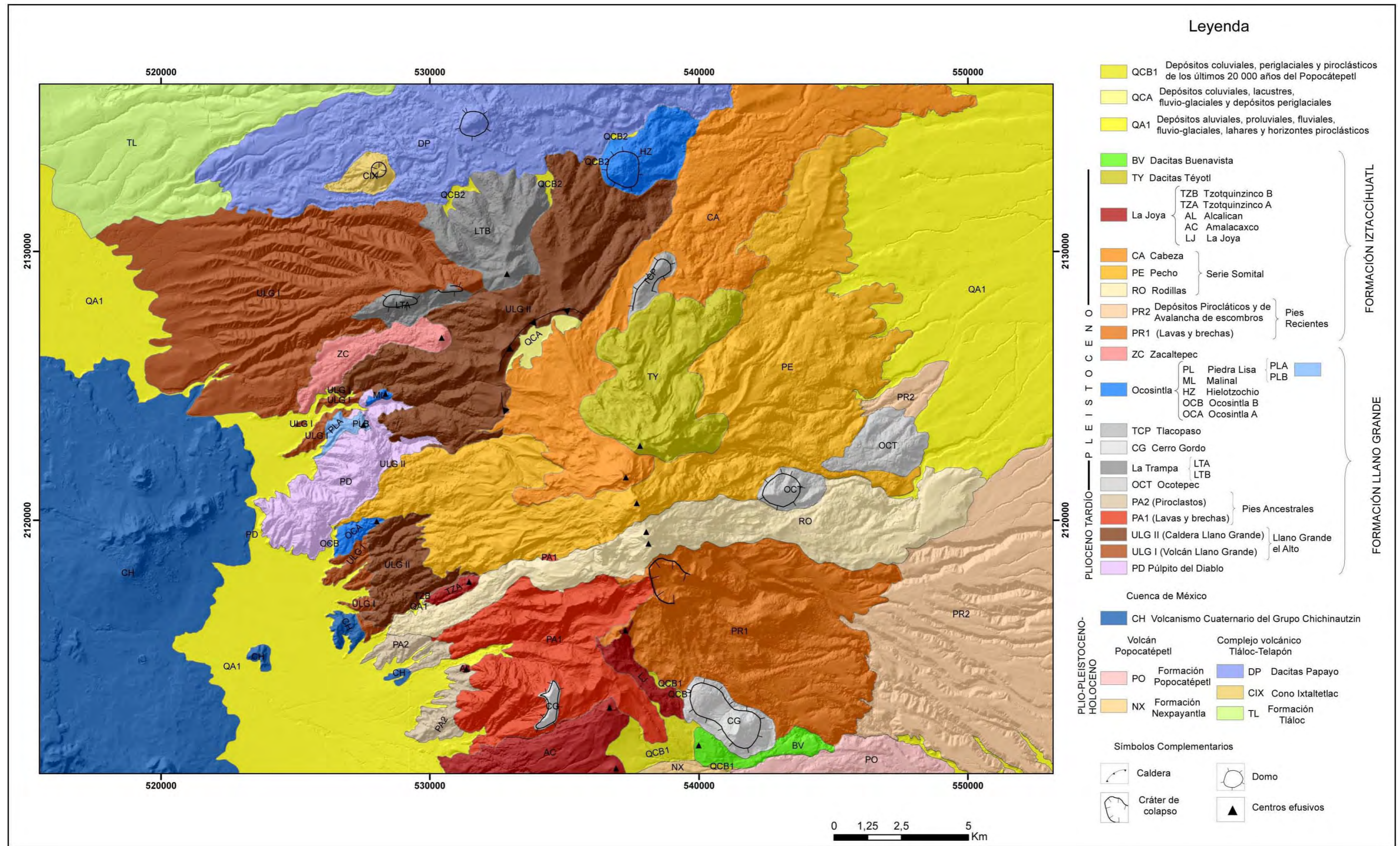


Figura 8. Mapa Geológico del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (modificado de García-Tenorio, 2002).

Formación Llano Grande

Es la etapa más antigua de la construcción del complejo; su actividad comenzó a finales del Plioceno y principios del Pleistoceno, hace 1.09 y 0.9 Ma (Nixon, 1989; y Cadoux *et al.*, 2011). La constituye derrames de lava y depósitos piroclásticos (flujos de bloques y cenizas; y oleadas), emitidos en diferentes fases. Esta actividad estuvo asociada con la formación de un volcán escudo y su posterior destrucción, lo que dio origen a una estructura caldérica. Asociado con este evento, existieron centros eruptivos en la periferia de este antiguo edificio (Fig. 9). En general, las rocas de la Formación Llano Grande varían de andesitas, riodacitas a riolitas; el volumen se estima en más de 508 km³; este dato representa un poco más del 50 % del complejo volcánico Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002).

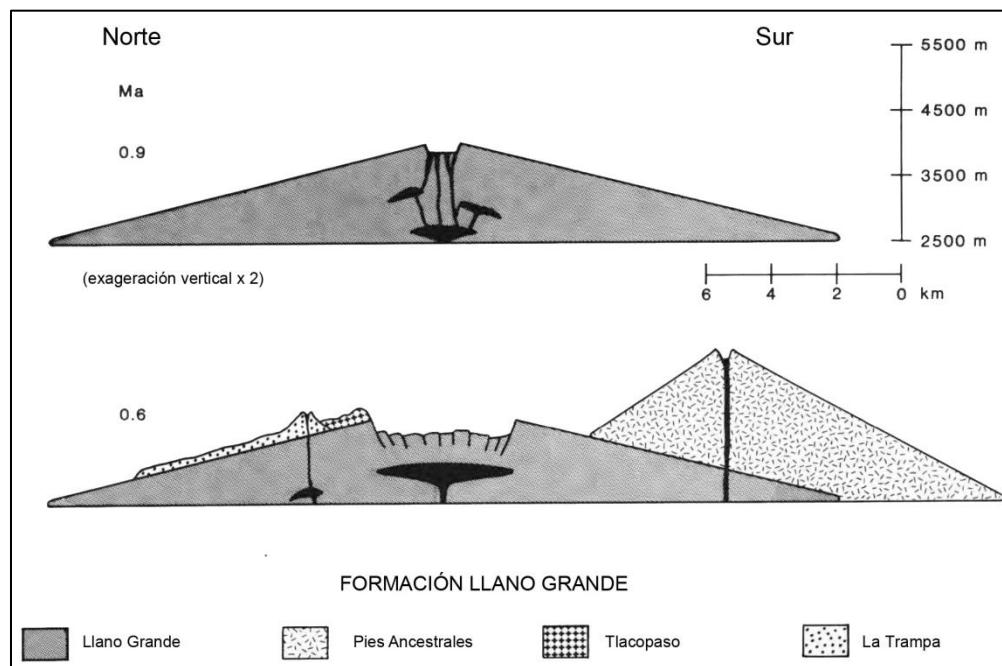


Figura 9. Perfil longitudinal N-S, representa los principales estados de evolución de la Formación Llano Grande (Tomado de Nixon, 1989).

La Formación Llano Grande se subdivide en varios eventos que configuran la estructura ancestral y se conocen como Púlpite del Diablo, Llano Grande el Alto (volcán escudo y caldera), La Trampa, Tlacopaso, Pies Ancestrales, Cerro Gordo, Ocoatepec, Ocosintla y Zacaltepec.

Púlpite del Diablo

Representa la etapa más temprana de la Formación Llano Grande y corresponde a la primera fase del vulcanismo en el Iztaccíhuatl. Este evento se caracterizó por la emisión de un flujo dacítico de hornblenda y hornblenda-augita, características que determinaron su gran espesor, el cual varía de 50 a 300 m. Presenta una textura fanerítica de color que varía de gris claro a claro-blancuzco y café rosado; El foco emisor se localiza en la ladera occidental; en un principio, fue un domo que al ser modelado por la acción glacial-gravitacional perdió su morfología original y adoptó una forma de plataforma a manera púlpite (Fig. 10). El área de este depósito se estima en 13.96 Km² y su volumen en 25 km³ (García-Tenorio, 2002).

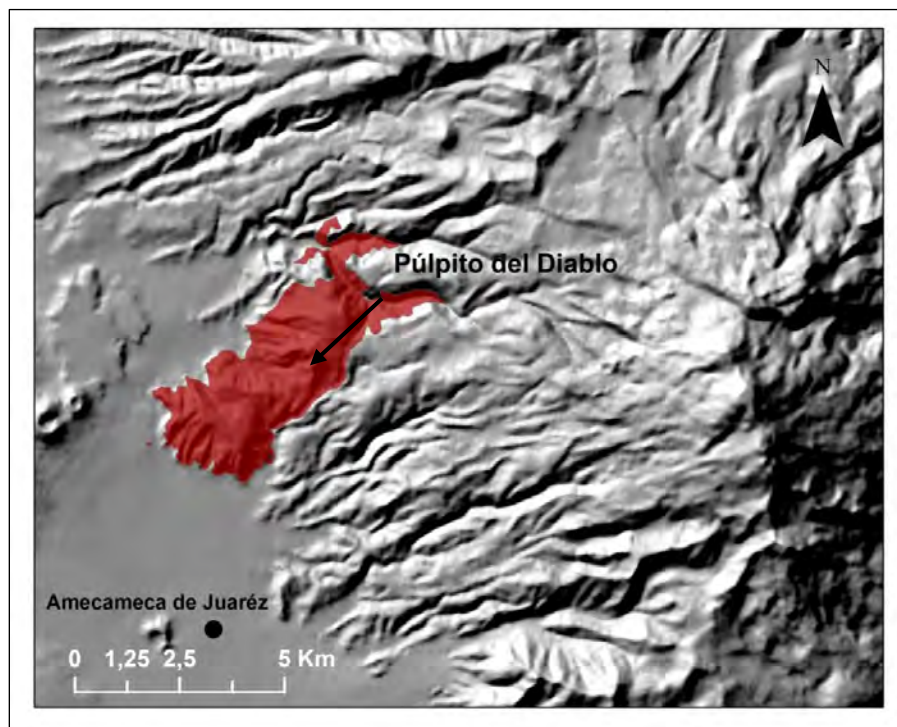


Figura 10. Flujo de lava asociado al Púlpite del Diablo (García-Tenorio, 2002).

Llano Grande el Alto

Durante este periodo, comenzó la construcción de un volcán escudo, constituido por flujos de lava dacítica y andesítica. El edificio tiene una edad aproximada de 0.9 Ma (Nixon, 1989). El último lapso de actividad de esta estructura, se caracterizó por ser de tipo explosivo, producto de una alteración hidrotermal. Esta dinámica causó el colapso de la cima y dejó como evidencia morfológica una caldera. Esta forma de relieve tiene una edad aproximada de 0.6 Ma y su emplazamiento fue previo a la construcción del cono de los Pies Ancestrales (Nixon, 1989, García-Tenorio, 2002).

De esta actividad fueron identificadas dos unidades en la porción NW y W del complejo volcánico y en la cartografía geológica están reconocidas como: Unidad Llano Grande I (volcán Llano Grande) y Unidad Llano Grande II (caldera Llano Grande) (Fig. 11).

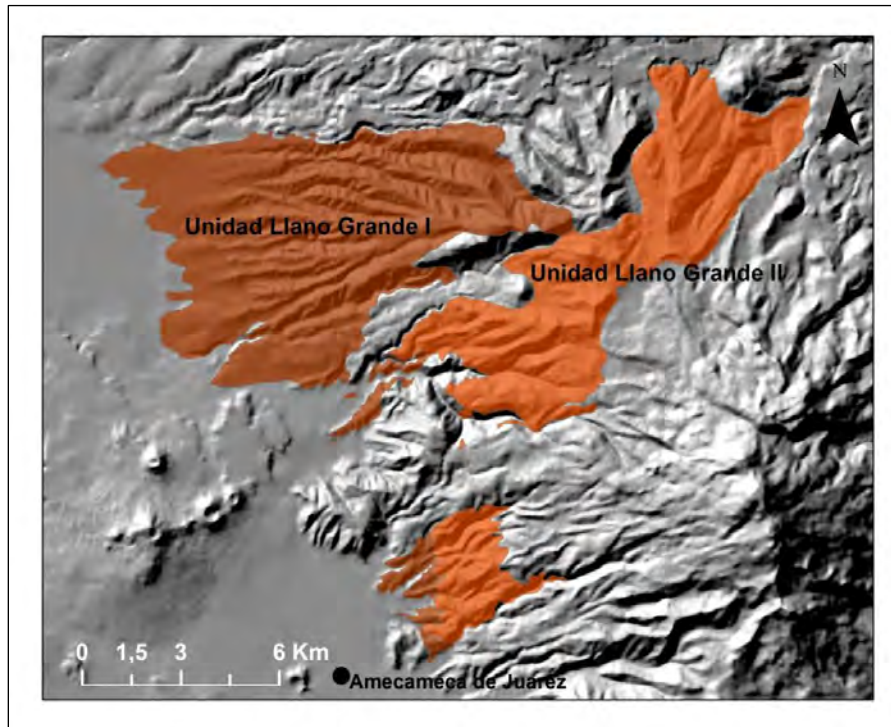


Figura 11. Unidad Llano Grande I se asocia al Volcán escudo del mismo nombre (NW); la unidad Llano Grande II se vincula con la caldera (centro-norte) (García-Tenorio, 2002).

Unidad Llano Grande I: Representa la estructura del antiguo volcán escudo. Nixon (1989) calculó que la estructura tuvo 24 km de largo en su base y un volumen de 220 km³. Sus lavas son de composición andesítica y dacítica; sin embargo, presentan variaciones entre hiperstena-augita, hornblenda-augita y hornblenda, lo que promovió que las lavas se tornaran un poco más ácidas y formaran grandes espesores. En general, los flujos tienen una estructura masiva con ocasionales diaclasas de enfriamiento; no obstante, algunos derrames individuales muestran autobrechamiento en sus bases. Las coladas se alternan con una capa de flujos de ceniza de textura fanerítica-porfídica. En conjunto, la unidad tiene un espesor de más de 1000 m, los afloramientos cubren un área cercana a los 52 km² y tiene un volumen de casi 332 km³ (García-Tenorio, 2002).

Unidad Llano Grande II: Se conforma por los productos que emitió la explosión de la caldera Llano Grande, la cual se encuentra abierta en dirección SE y presenta un escarpe caldérico con una altura máxima de 140 m desde su base. El mecanismo que dio origen a la estructura caldérica, fue una explosión asociada con alteración hidrotermal.

Ambas unidades (Llano Grande I y II) presentan flujos de bloques y cenizas, además de depósitos asociados a oleadas; el espesor de los primeros es mayor a 5 m y el de los segundos varía entre 80 cm a más de 2 m. Los dos están constituidos de dos tipos de clastos, andesíticos y dacíticos. (García-Tenorio, 2002).

La Trampa y Tlacopaso

Al norte de la caldera de Llano Grande y casi al mismo tiempo de su formación, se presentó la emisión de varios flujos de lava a partir de fisuras laterales en dirección N y W. Estos derrames dieron paso al emplazamiento de pequeñas estructuras periféricas, conocidas como La Trampa (A y B) y el cerro Tlacopaso (Fig.12).

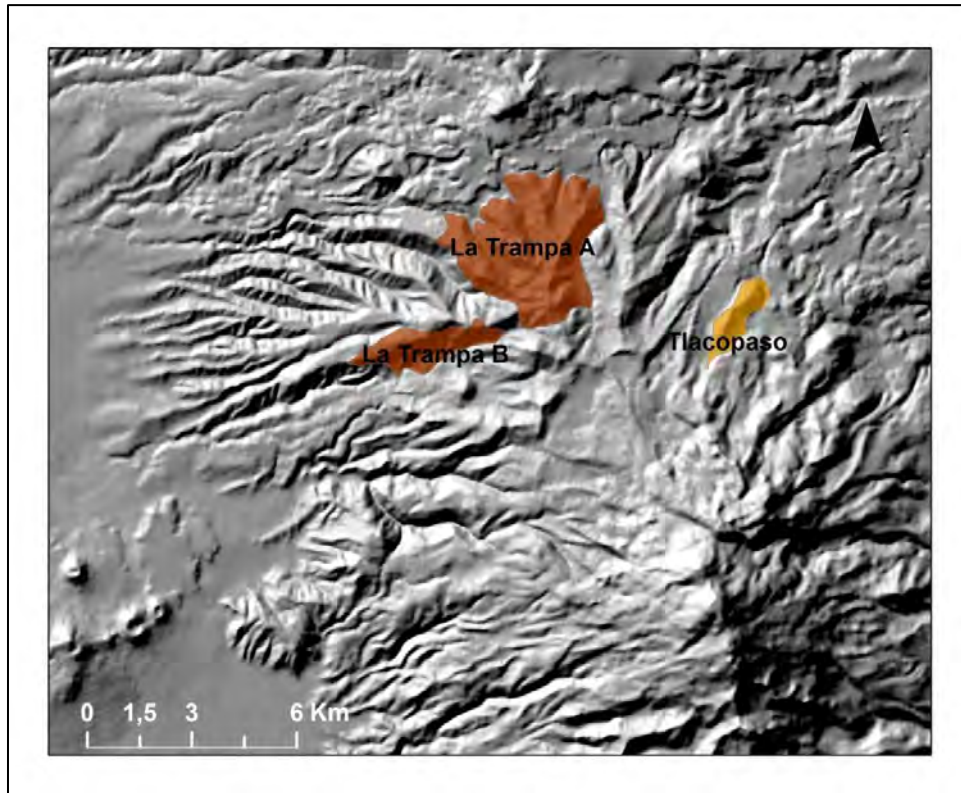


Figura 12. Flujos de lava que configuraron los cerros La Trampa (A y B) y Tlacopaso (García-Tenorio, 2002).

La Trampa: Las lavas asociadas a esta formación fueron divididas por García-Tenorio (2002) en dos unidades denominadas La Trampa A y La Trampa B. Esta distinción la hace con base en el momento de su emplazamiento y al centro eruptivo que les dio origen.

La Trampa A: Consta de flujos de lava andesítica-dacítica de hiperstena-augita, lo que favoreció espesores medios (100-200 m) y dos estructuras dómicas alineadas ENE-WSW. El primero de los domos es el cerro Tepozteque, el cual se eleva cerca de 350 m. El segundo, lo constituye el cerro Tecalco cuya altura es de 300 m. Sus rocas presentan una textura fanerítica y porfídica de grano fino a medio y vitrofídica. El volumen de esta unidad se calculó en cerca de 5 km^3 (García-Tenorio, 2002).

La Trampa B: Constituye un centro volcánico lateral localizado al norte de la Caldera Llano Grande. Está representada por derrames de lava de morfología lobular con composición dacítica y riolítica de hiperstena-augita y hornblenda-augita con grandes espesores que varían entre 100 y 300 m. Tiene una textura porfídica de grano fino a medio. Se calcula que tiene un volumen de casi 6.5 km^3 (García-Tenorio, 2002).

Tlacopaso: Se trata de un flujo lobular al NE de Llano Chico, cuya superficie se caracteriza por tener una morfología de cresta con dirección NE-SW y alcanza 4 km de largo. Las rocas que lo componen se clasifican como riolitas, y presentan una textura fanerítica (García-Tenorio, 2002). Nixon (1989) estimó el área en 1.6 km^2 y un volumen cercano a 0.3 km^3 .

Pies Ancestrales

En la etapa final de formación de la caldera Llano Grande, un centro eruptivo mayor se emplazó en el flanco sur del edificio hace casi 0.6 Ma, conocido como Pies Ancestrales (Nixon, 1989). La fase comenzó con flujos de lava que se dispusieron en el sector SW del Iztaccíhuatl. Después un episodio brechas, derrames de lava y flujos piroclásticos se sobrepusieron a las primeras coladas; en conjunto alcanzaron los 4 600 msnm. García-Tenorio (2002) reconoce dos unidades de este evento y las nombró Pies Ancestrales 1 y Pies Ancestrales 2 (Fig. 13).

Pies Ancestrales 1: Se refiere a la primera etapa de construcción del edificio, la cual alcanzó 4 500 msnm. Está constituida por derrames de lava de composición andesítica-dacítica con características de hiperstena-augita, hornblenda-augita y hornblenda, lo que provocó que las coladas no tuvieran un avance importante, hecho que favoreció el desarrollo de espesores amplios que varían entre los 500 a más de 900 m. Tienen una textura fanerítica y porfídica de grano fino a grano

medio. El color de las rocas varía entre un gris claro a gris oscuro, su estructura es masiva con ocasional autobrechamiento (García-Tenorio, 2002).

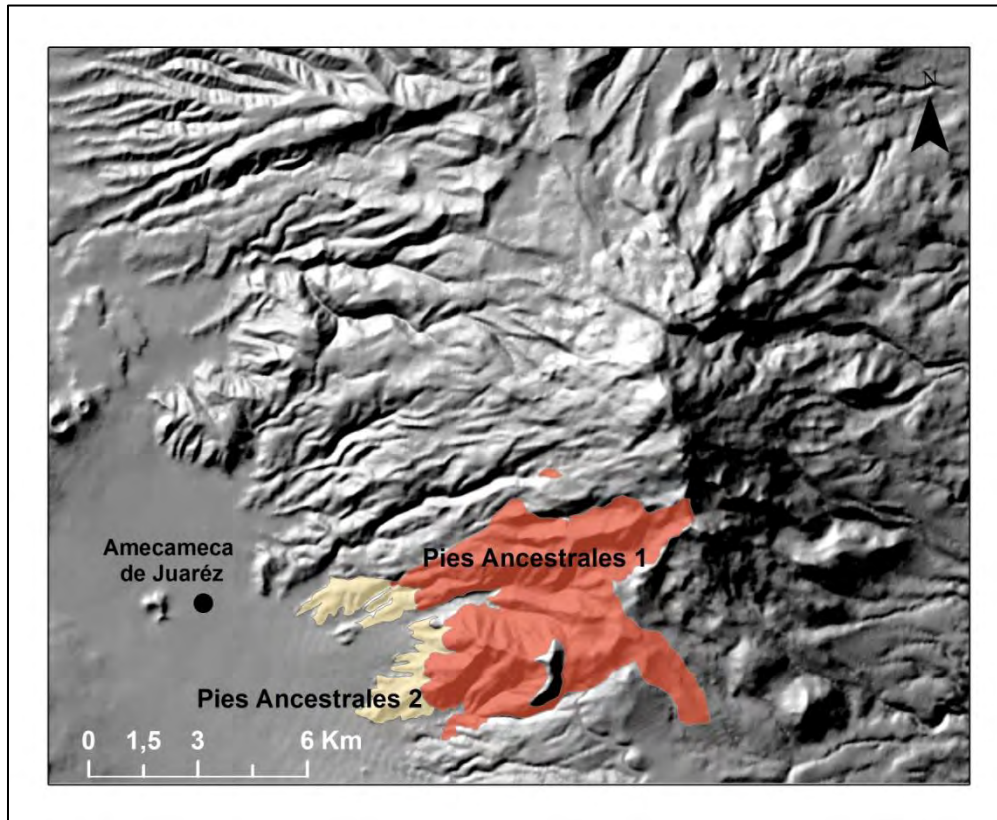


Figura 13. Lavas, brechas y piroclastos asociados a los eventos Pies Ancestrales 1 y 2 (García-Tenorio, 2002).

Pies Ancestrales 2: Representa la construcción final de la cima del cono, donde la sobreposición de materiales alcanzó los 4 600 msnm. Se caracteriza por ser una alternancia de brechas, derrames de lava y flujos piroclásticos. Las primeras tienen un espesor de 5 a 10 m, y están formadas por bloques andesíticos angulares y subangulares, soportados en bloques. Los segundos son de composición andesítica de hornblenda y hornblenda augita, hecho que promueve que tengan grandes espesores, presentan una textura fanerítica a porfídica de grano medio; ambos depósitos se disponen en la parte alta del volcán, por encima de los 4100 msnm. En lo que respecta a los flujos piroclásticos, se encuentran emplazados en lo que corresponde al piedemonte (García-Tenorio, 2002).

En conjunto, los derrames de lava cubren un área de 31.2 km² y tienen un volumen de 120.1 km³; los flujos piroclásticos ocupan una superficie de 5 km² con un espesor de 0.09 km³ (García-Tenorio, 2002).

Cerro Gordo, Ocotepec, Ocosintla y Zacaltepec

Al mismo tiempo en que los Pies Ancestrales eran edificados, una serie de flujos de lava se emplazaron al S del volcán, los cuales formaron estructuras dómicas. Por otro lado, en el flanco N, NE y W, también fueron emitidas una serie de lavas andesíticas por distintos centros efusivos. De estos eventos, derivaron las unidades geológicas de Cerro Gordo, Ocotepec, Ocosintla y Zacaltepec (Fig. 14).

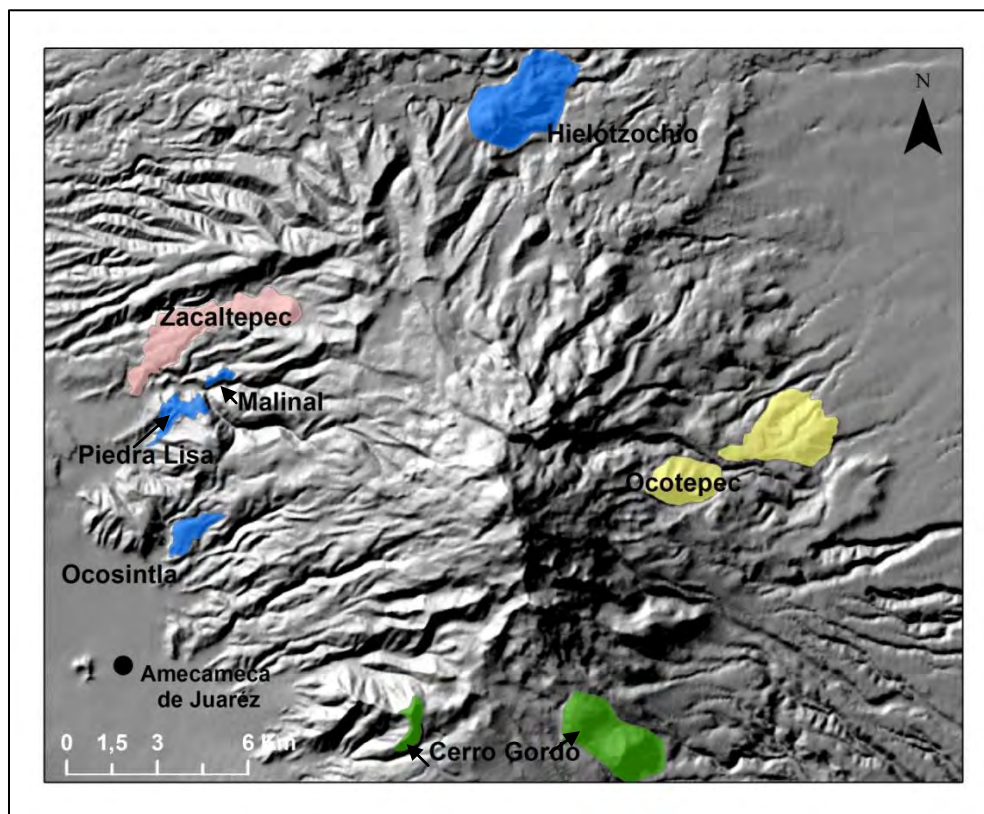


Figura 14. Domos de lava y flujos asociados: Cerro Gordo, Ocotepec, Ocosintla y Zacaltepec (García-Tenorio, 2002).

Cerro Gordo: Se caracteriza por ser una secuencia de lavas de tipo dacítico que tienen su representación morfológica en un par de domos (cerro Gordo) y en una colada individual, ambas formas están localizadas en la parte sur del complejo. La primera forma un edificio alargado con 3.2 km de longitud, un área de 5.96 km² y un volumen aproximado de 2.5 km³ (García-Tenorio, 2002). La segunda está representada por un flujo que tiene un área de 0.87 km², un volumen cercano a 0.76 km³ y corona la cima del cerro Venacho. Los derrames de esta unidad se caracterizan por tener una textura porfídica de grano medio, fenocristales de hornblenda y un escaso contenido de clinopiroxenos.

Ocotepec: Corresponde a un domo y sus lavas asociadas de composición andesítica de hornblenda-augita con textura fanerítica de gran espesor emplazados en el flanco E del volcán. La estructura cómica tiene un diámetro de 1.6 km y una altura de 600 m. La unidad se encuentra cubierta y dividida por derrames lobulares provenientes de los centros lávicos de la Serie Somital, perteneciente a la Formación Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002).

Ocosintla: Se le designa con este nombre a una secuencia de flujos de lavas emplazados en el flanco noroeste del volcán de característica andesítica de olivino, esta propiedad permitió que el alcance y el espesor de las coladas no fuera muy amplia. Los flujos de este periodo fueron emitidos por cuatro focos: Ocosintla (A y B), Piedra Lisa (A y B), Malinal y Hielotzochio (García-Tenorio, 2002).

La unidad Ocosintla se subdivide, a su vez, en dos centros que se localizan al E del Iztaccíhuatl: Ocosintla A (Centro Ocosintla) tiene un área de 1.2 km² y un volumen de 0.1 km³. Mientras que Ocosintla B (Tapón Ocosintla) ocupa una superficie de 4.5 km² de área y 6.8 x 10³ m³ de volumen (García-Tenorio, 2002).

La unidad Piedra Lisa se caracteriza por tener dos secuencias eruptivas, con flujos de lava de diferente composición al NE del Iztaccíhuatl. Piedra Lisa A se caracteriza por presentar coladas andesíticas de olivino y cubre un área de 1.2 km² con un volumen de 0.12 km³. Por otro lado, la unidad Piedra Lisa B es un flujo de lava andesítica de hiperstena-augita, lo que favorece su gran espesor, ocupa una superficie de 4.5 km² y un volumen de 0.0014 km³ (García-Tenorio, 2002).

La unidad Malinal se encuentra sobre una colina rocosa en la ladera occidental del complejo volcánico, al W del volcán Llano Grande; consiste en un pequeño lóbulo andesítico de olivino que cubre un área de 0.23 km² con un volumen de 0.02 km³ (García-Tenorio, 2002).

La unidad Hielotzochio está localizada al norte del volcán. Sus lavas son de composición andesítica. Se encuentra emplazada sobre un área de 5.1 km² con un volumen aproximado de 3.1 km³ (García-Tenorio, 2002).

Zacaltepec: Se le designa con este nombre a una serie de flujos que se localizan al NW del volcán. Forman una estructura de domo, cuyo diámetro es de 0.8 km y una altura de casi 200 m. Las lavas de esta unidad se clasifican como andesitas de hiperstena-augita, formando espesores más amplios que las unidades anteriores que varían entre 50 y casi 150 m, además de presentar una textura fanerítica. Las rocas ocupan un área de 5.2 km² y tienen un volumen estimado de casi 0.6 km³ (García-Tenorio, 2002).

Formación Iztaccíhuatl

Esta etapa representa la sucesión más reciente del complejo volcánico, aquí se configura la mayor parte del relieve actual. Después de una disminución en la actividad, el vulcanismo se renovó con ligeros cambios en la composición de los productos, dando paso a la construcción de nuevas estructuras. Esta formación se caracteriza por el emplazamiento de una secuencia de conos alineados NNW-SSE

y por la emisión de flujos de lava en los extremos N y S. El periodo se subdivide en cinco fases eruptivas: Serie Somital, Pies Recientes, La Joya, Téyotl y Buenavista (Fig. 15) (García-Tenorio, 2002).

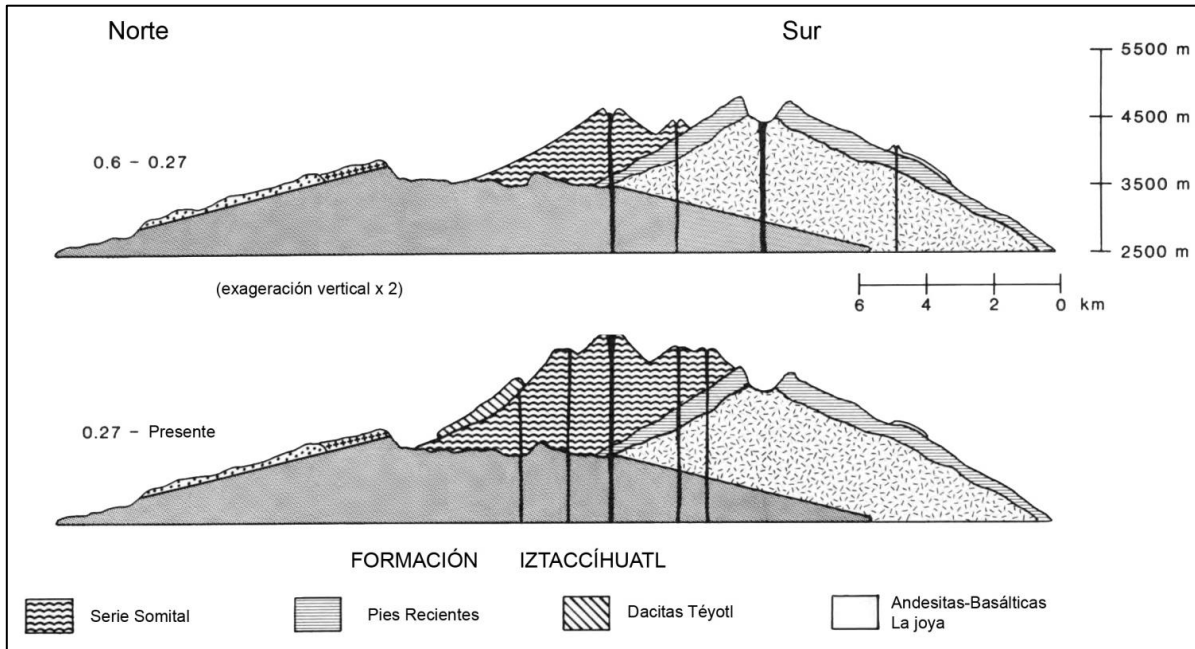


Figura 15. Perfil longitudinal N-S que representa los principales estados de evolución de la Formación Iztaccíhuatl (modificado de Nixon, 1989).

Serie Somital

Este evento se caracteriza por el emplazamiento de un conjunto de centros eruptivos alineados en dirección NNW-SSE, los cuales comenzaron a hacer erupción hace 0.58 Ma (Nixon, 1989). Sus respectivos flujos se dispusieron entre el edificio de los Pies Ancestrales y el volcán Llano Grande, rellenando parte de la caldera. Las unidades resultantes de esta actividad son las cimas de la Cabeza, el Pecho y las Rodillas (Fig. 16).

Los productos asociados con este evento consisten en una alternancia de lavas de composición andesítica-dacítica de hornblenda, hiperstena-augita y olivínicas, con una textura porfídica de grano medio a grano grueso. En general, los flujos

promediaron espesores de 20 a 30 m y cubrieron un área que sobrepasó los 160 km² con un volumen estimado en 125 km³ (Nixon, 1989).

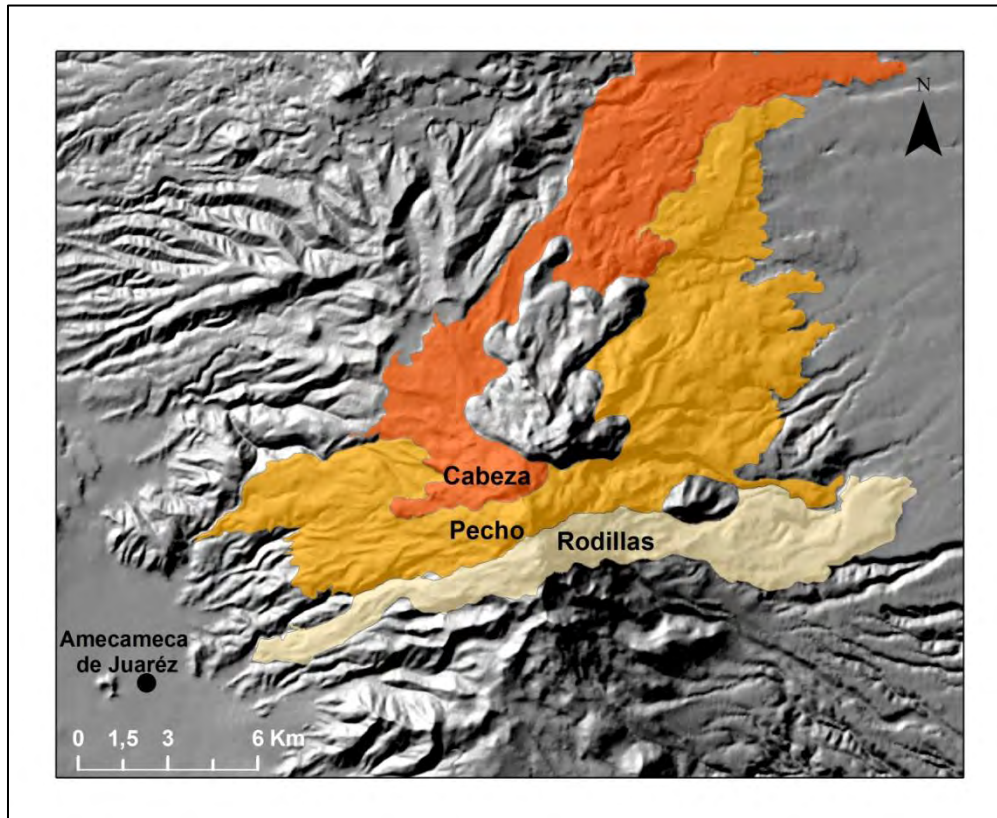


Figura 16. Flujos de lava asociados a la Serie Somital de la Formación Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002).

Cabeza: Es el centro efusivo más septentrional del edificio, alcanza una altitud de 5140 msnm. Sus lavas fluyeron hacia el N y NE, rellenando la parte sur de la caldera Llano Grande.

Pecho: Es el edificio con mayor altura dentro del complejo volcánico, se eleva hasta los 5286 msnm. El centro de emisión está obstruido por lavas viscosas y una gran cantidad de flujos lobulares que descendieron por la ladera E. Las coladas emitidas cubrieron gran parte del sector NE, además de algunas porciones de las vertientes oriental y occidental.

Rodillas: Esta forma de relieve se constituye por dos centros eruptivos, ubicados entre los 5040 y los 5100 msnm, con una alineación NNW-SSE en la porción central del volcán. Ambos se encuentran obstruidos por lavas viscosas y el resto de los derrames emitidos durante su formación, fluyeron por las vertientes oriental y occidental; sin embargo, no cubrieron extensas áreas como las dos anteriores (Cabeza y Pecho).

Pies Recientes

Después de un cese en la actividad volcánica en el cono Pies Ancestrales, comenzó una fase eruptiva que dio origen a un nuevo edificio. En una primera etapa, flujos de lava y brechas piroclásticas cubrieron la antigua estructura, sepultándola casi por completo; la edad aproximada de estos depósitos es de 0.41-0.45 Ma (Nixon, 1989; Macías *et al.*, 2012). Posterior a esta fase de construcción, prosiguió una actividad explosiva que destruyó la cima y parte de la ladera SE de la estructura. El colapso formó un cráter en herradura con un arco de 1.2 a 1.5 km (García-Tenorio, 2002). Asociado con esta dinámica, se emplazó un depósito de avalancha de escombros y una serie de flujos piroclásticos vinculados a una explosión lateral (Siebe *et al.*, 1995; García-Tenorio, 2008).

La destrucción parcial del cono Pies Recientes se explica por el ascenso de un cuerpo magmático a través del conducto del volcán, el cual desestabilizó la ladera SE y provocó el colapso (García-Tenorio, 2002). Al interior del cráter en herradura, se observan flujos de lava intercalados con brechas autoclásticas y áreas con intensa alteración hidrotermal (Macías *et al.*, 2012).

De este evento se identificaron dos unidades que corresponden a la fase constructiva del nuevo edificio y a la posterior destrucción de este: Pies Recientes 1 y Pies Recientes 2 (Fig. 17).

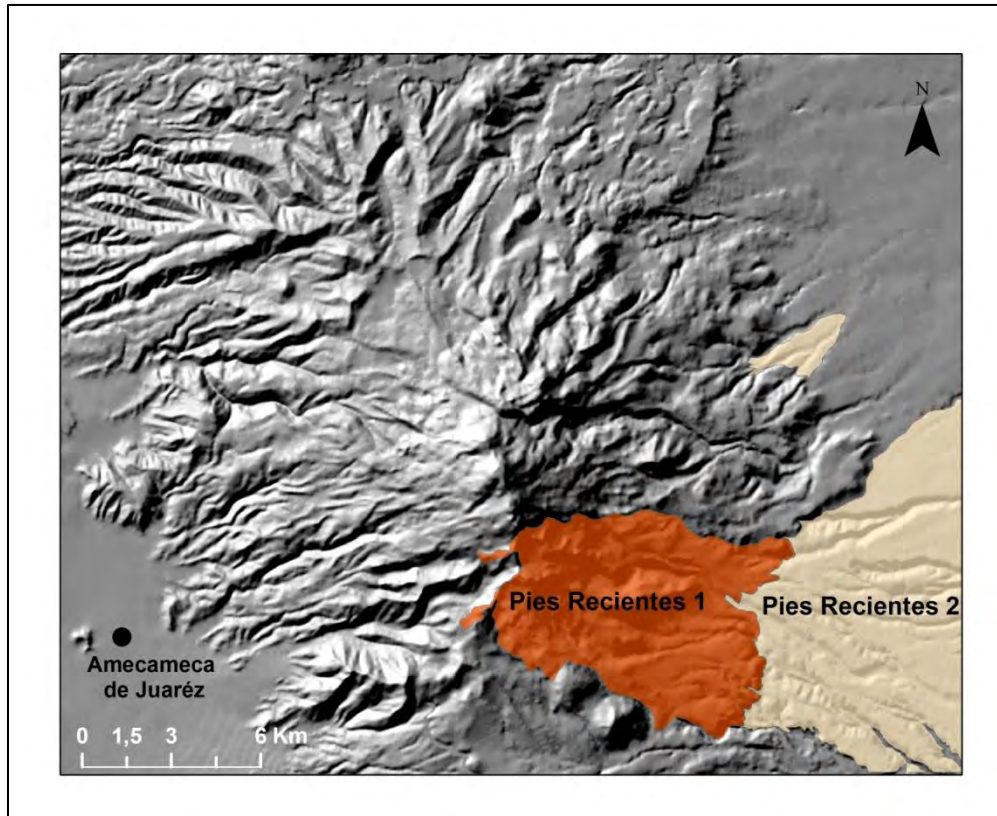


Figura 17. Depósitos asociados al evento de construcción-destrucción del edificio Pies Recientes (García-Tenorio, 2002).

Pies Recientes 1: Representa la construcción final del cono volcánico, la cual se llevó a cabo a partir del emplazamiento de flujos de lava que se extienden al SE del Iztaccíhuatl. Las coladas pertenecen al orden de las andesitas y dacitas de hornblenda, hiperstena-augita y olivino; al igual que en el evento anterior, esta mezcla de magmas tuvo como consecuencia un primer evento efusivo que fue seguido por uno explosivo. Las lavas presentan una textura porfídica de grano medio a grueso, además se alternan con brechas volcánicas y un depósito caótico de poca matriz. En general, los depósitos tienen un espesor que va desde los 100 a los 300 m y ocupan un área aproximada de 51 km² con un volumen de casi 37 km³ (García-Tenorio, 2002).

Pies Recientes 2: Esta unidad está constituida por los depósitos de avalancha de escombros asociados con el colapso parcial del edificio *Pies Recientes* y por los depósitos piroclásticos vinculados a una explosión lateral. Los productos emitidos

no presentan un arreglo aparente en su emplazamiento, su distribución es sobre una planicie acumulativa muy amplia. Su alcance fue registrado hasta el extremo SW de la cuenca Puebla-Tlaxcala y en la subcuenca del río Nexapa. Se extienden cerca de 47 km desde la fuente (Macías *et al.*, 2012) y cubren un área aproximada de 550 km² (García-Tenorio, 2008). De acuerdo con su distribución en superficie, se puede dividir en proximal (de 13 a 23 km) y distal (de 29 a 47 km) (García-Tenorio, 2008; Macías *et al.*, 2012).

En el área de estudio solo se observa un sector de la parte proximal del depósito, la cual está constituida por megaclastos que poseen dimensiones que varían entre 30 y más de 50 m de longitud; por lo general, presentan un intenso fracturamiento en rompecabezas y brechamiento, soportados en bloques. En algunos límites, entre megaclastos es común que se dé una matriz de carácter interclástica e intraclástica (García-Tenorio, 2008). Análisis petrográficos realizados por García-Tenorio (2002) indican que el depósito está conformado por bloques de lavas andesíticas y dacíticas de olivino, hiperstena-augita y hornblenda, correspondientes al cono *Pies Recientes*, sin embargo, también hay presencia de megaclastos de rocas andesíticas y dacíticas de hornblenda pertenecientes al volcán *Pies Ancestrales*.

Los bloques provenientes de la avalancha de escombros se mezclan con los depósitos piroclásticos asociados a la explosión lateral, los cuales están constituidos por flujos de ceniza y de pómez.

La Joya

Durante este evento se emitieron escorias basálticas y flujos de lava andesíticos en el flanco SW del edificio de los Pies, tienen una edad aproximada de 0.27 Ma (Nixon, *et al.*, 1985). Sin embargo, García-Tenorio (2002) reconoce de este ciclo de erupciones, cuatro centros de emisión por donde fueron extruidas las coladas,

dando paso a las unidades La Joya, Amalacaxco, Alcalican y Tzotquinzinco (A y B) (Fig. 18).

Estos flujos son básicos masivos con vesículas ocasionales, presentan autobrechamiento y son escoráceos. Ocupan un área total de 8 km² distribuidos en diferentes partes del flanco SW, tienen un volumen de 0.4 km³ (Nixon, 1989). Las lavas varían en composición, sin embargo, prevalecen las andesíticas-basálticas de olivino, lo que promueve espesores menores que varían entre los 10 y 20 m para los mínimos, mientras que los máximos van de los 50 a los 100 m. En lo que respecta a los centros eruptivos, estos tienen relación con distintas fracturas orientadas WNW-ESE y NE-SW (García-Tenorio, 2002).

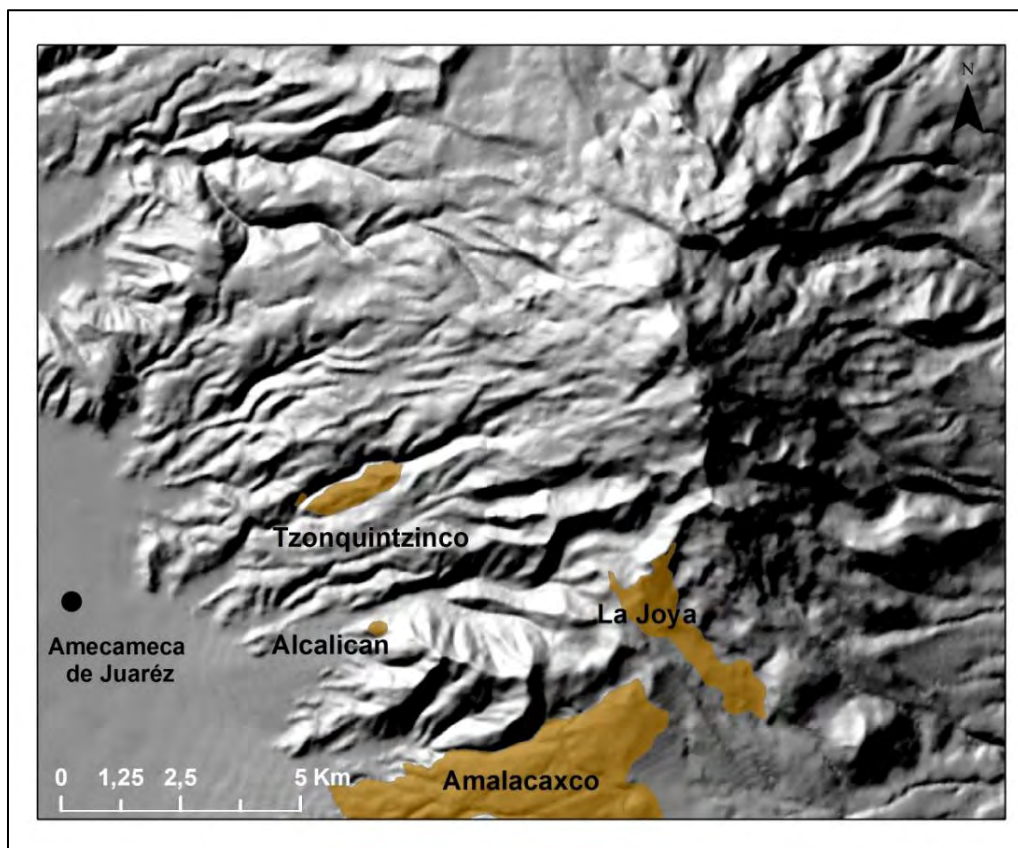


Figura 18. Flujos de lava asociados al evento La Joya (García-Tenorio, 2002).

La Joya y Amalacaxco son los flujos más extensos y voluminosos, sin embargo, no muestran un aparato volcánico bien definido. Su morfología hace suponer que están emplazados sobre una fractura. En lo que respecta a Alcalican, es una pequeña estructura parásita con forma irregular casi elíptica y alcanza una altura de 90 m. Las coladas Tzotquinzinco A y B, no muestran una forma bien definida, de igual manera, su arreglo se vincula con un posible alineamiento WNW-ESE (García-Tenorio, 2002).

Téyotl

Este evento se caracterizó por la construcción de un edificio que alcanzó los 4480 msnm a partir de la sobreposición de lavas viscosas; estos productos, se emplazaron sobre los flujos de la Cabeza y el Pecho. Representa la fase terminal de la configuración actual del edificio y se estima que tiene una edad de 0.08 Ma (Nixon, 1989). La unidad que derivó de esta erupción se conoce como volcán Téyotl (Fig. 19).

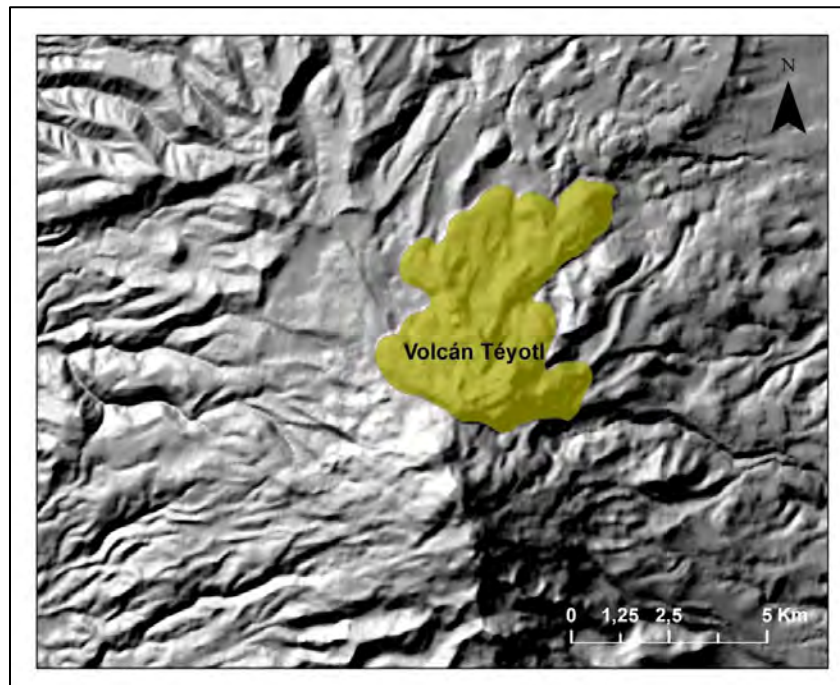


Figura 19. Volcán Téyotl y lavas asociadas (García-Tenorio, 2002).

Los flujos asociados con este evento tienen morfología lobular y son de composición dacítica con hornblenda, de grandes espesores que van de los 100 a los 400 m, con una textura porfídica de grano medio a grueso, (García-Tenorio, 2002). Estas lavas se disponen hacia el este-oeste recorriendo una distancia de 3 km; hacia el norte, alcanzaron los 6.5 km. En total, cubren un área aproximada de 24 km² con un volumen de casi 5 km³ (Nixon, 1989).

Buenavista

Durante este evento, fue emitida una colada de lava a través de un centro periférico ubicado al sur de Cerro Gordo, la cual se extendió 5 km hacia el este, a la altura de Paso de Cortés (Fig. 20) (Nixon, 1989). Esta lava tiene una edad holocénica, alrededor de 9 000 años (Siebe *et al.*, 1995). Desde este momento, la actividad del volcán cesó por completo y pasó a un estado de quietud.

El flujo de lava se extiende 5 km hacia el este y tiene un volumen de 0.2 km³ (Nixon, 1989). Consiste en lavas de composición andesítica, con una textura entre fanerítica y ligeramente porfídica. Tiene una estructura masiva de lava en bloques ocasionales con espesores que van desde los 5 hasta más de 20 m (García-Tenorio, 2002).

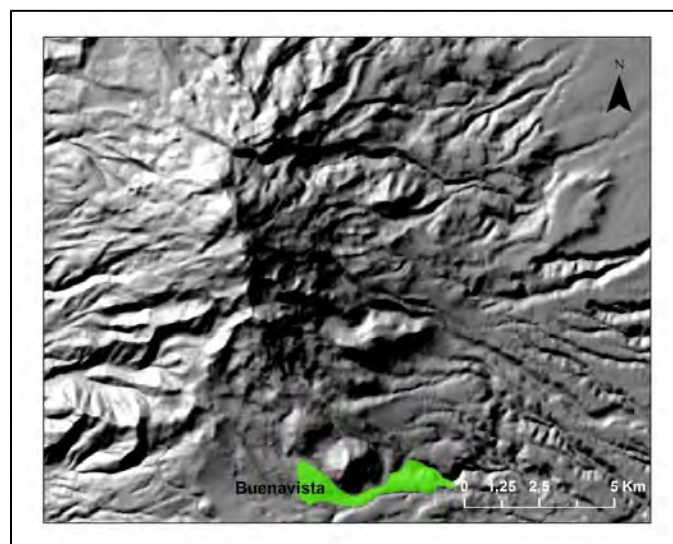


Figura 20. Flujo de lava Buenavista asociado a la etapa más reciente del Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002).

Existen otras unidades geológicas que aparecen en el área de estudio, sin embargo, estas no pertenecen al Complejo Volcánico Iztaccíhuatl; no obstante, se realizó la descripción de dichas zonas para conocer las características litológicas de las zonas adyacentes al volcán, las cuales son: Formación Tláloc, Papayo, Iztaltetlac, Formación Chichinautzin, Formación Nexpayantla y Formación Popocatepetl (Fig. 21).

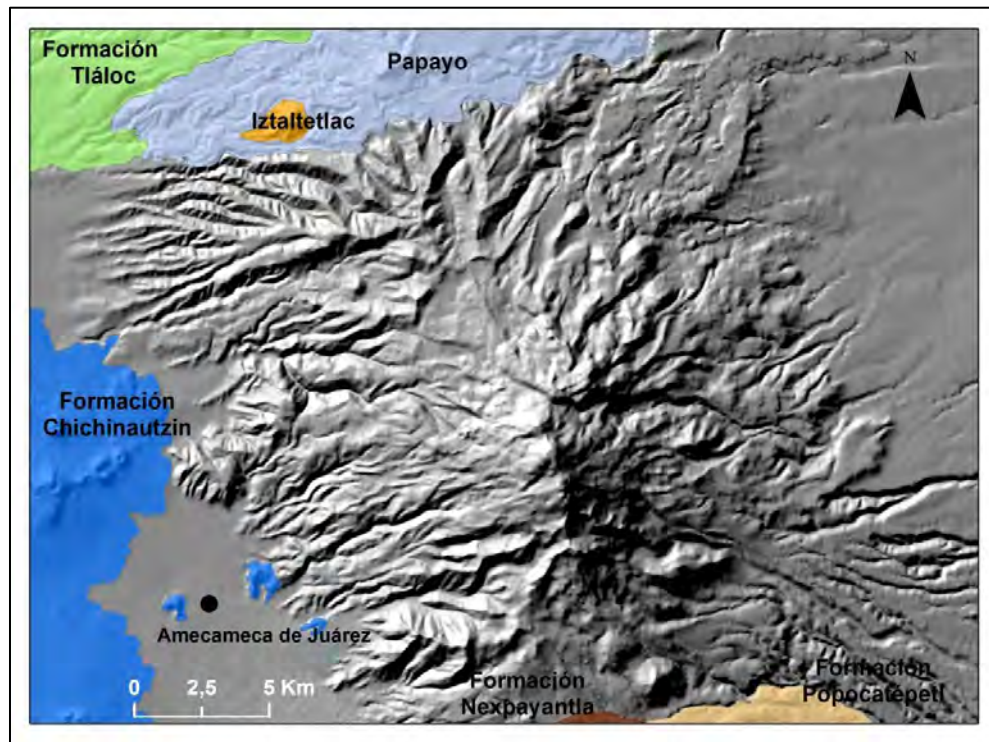


Figura 21. Unidades geológicas de las zonas adyacentes al Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002).

Formación Tláloc

Esta unidad se localiza en la parte NW del área de estudio y comprende depósitos de los volcanes Tláloc y Telapón. Consiste en una serie de extensos flujos de lava de carácter andesítico y dacítico, con una textura porfídica-afanítica. También la conforman depósitos de oleada piroclástica y pómez, así como, flujos de bloques y ceniza de composición intermedia-ácida (Schlaepfer, 1968; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Iztaltetlac

Se refiere a un cono de escoria y a un flujo de lava que se emplazan al norte de la caldera Llano Grande. Sus rocas consisten en coladas de composición andesítico-basáltica y andesítica (Nixon, 1989). El edificio tiene un diámetro de 2.5 km y presenta cráter con 0.4 km de diámetro.

Papayo

Se trata de un cono con sus respectivos flujos de lava, ubicado al norte del Iztaccíhuatl. Sus rocas son de composición dacítica con una textura porfídica (García-Tenorio, 2002). Los flujos alcanzaron una distancia de 9.5 km al oeste y 5 km en dirección este; abarca un área aproximada de 84 km² y un volumen total de casi 21 km³ (Nixon, 1989).

Formación Chichinautzin

Esta unidad se asocia a un vulcanismo monogenético que está presente al sur de la cuenca de México. En el área de estudio, se reconoce por volcanes de escoria y sus respectivos flujos de lava. Los productos que integran esta unidad son de tipo andesítico-basáltico y andesítico con fenocristales de olivino y piroxenos en matriz vítrea-microcristalina, características que favorecen la presencia de coladas de poco espesor (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Formación Nexpayantla

Se trata de una estructura antigua asociada al volcán Popocatepetl, ubicada al NW del cono actual. Se dispone al S del área de estudio y está constituida por lavas andesíticas de textura afanítica que fueron cambiando a dacitas intercaladas con brechas de la misma composición. Por último, las lavas son riódacíticas con texturas porfídicas (Robin, 1984; Carrasco, 1985).

Formación Popocatepetl

Este suceso se refiere a la construcción del cono actual del volcán Popocatepetl. Se reconocen tres secuencias eruptivas principales, de las cuales destaca el evento que produjo los depósitos de avalancha de escombros (Siebe *et al.*, 1995; Siebe *et al.*, 2017). En este mismo grupo, también fueron identificados los eventos de la Segunda fase andesítica y la construcción del cono Terminal, el cual se divide en Volcán Fraile y Popocatepetl (Robin y Boudal, 1987).

El volcán Fraile se caracteriza por la alternancia de períodos efusivos y explosivos. Sus lavas varían entre andesitas y dacitas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno con una textura microlítica a porfídica (Robin y Boudal, 1987). Mientras tanto, el Popocatepetl fue, en un principio, de tipo efusivo y después cambio a explosivo (Robin, 1984). Sus flujos se clasifican como dacitas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, en algunas ocasiones con piroxeno, plagioclasas, magnetita y escasa hornblenda (Robin y Boudal, 1987).

2.2.3 El clima en los últimos 40 000 años y la herencia glaciar

El clima sobre la Tierra ha estado en constante cambio a través del tiempo, pasando de etapas frías a calurosas y viceversa. Estas fases han dejado rastro sobre la superficie terrestre, lo que nos permite conocer el clima que predominó en la antigüedad y establecer la evolución de algunas formas del relieve que se vieron afectadas por estas dinámicas. En este sentido, conocer los eventos climáticos pasados nos permitirá comprender el acomodo de ciertos materiales, así como su configuración actual. Este hecho resulta de gran importancia en la elaboración de la cartografía geomorfológica del volcán Iztaccíhuatl, ya que la expresión actual del edificio está relacionada de forma directa con dichos fenómenos climáticos.

Durante los periodos fríos, algunas montañas de México presentaron un marcado descenso altitudinal de la línea de nieve, este hecho favoreció el desarrollo de numerosos glaciares. Por otro lado, en las fases cálidas, las masas de hielo se retrajeron a posiciones más altas o en algunos casos desaparecieron. Esta dinámica (avance y retroceso de glaciares) dejó evidencias morfológicas sobre las laderas (circos, escarpes, valles en U, glaciares rocosos, *tills* y una variedad morrenas) a distintas altitudes, debido a la acción erosiva del hielo en movimiento y a los materiales que arrastraba al avanzar.

Hace 40,000 años se encontraba en marcha la última etapa glacial (denominada Wisconsin en Norteamérica y Würm en Europa), la cual inicio hace ~110 000 años AP y concluyó con el comienzo del Holoceno (~12 000 años AP). Durante esta época se dio un descenso de la temperatura superficial (de 3 a 5 °C) y como consecuencia, una reducción del nivel medio del mar (70 m por debajo del nivel actual). Gracias a esta disminución, comenzó a nivel global, la fase más fría de la glaciación conocida como Último Máximo Glacial (UMG) hace ~ 23 000 y ~ 19 000 años AP (Uriarte, 2004).

En este sentido, durante el UMG la línea de nieve de los glaciares mexicanos descendió cerca de 1000 m en comparación con la actual (Porter, 1986, 2000; Vázquez-Selem, 2011). Las montañas que muestran evidencia de haber estado bajo la influencia de las glaciaciones pasadas se encuentran a lo largo del CVM y en algunos casos, todavía cuentan con la presencia de masas de hielo permanente, ejemplo de esto son el Citlaltépetl, Popocatepetl e Iztaccíhuatl. En este sentido, el último volcán es la estructura con el mejor registro de los eventos fríos que han afectado al país, debido a su altitud (5286 msnm) y a su aparente inactividad.

Cuando el UMG se encontraba en su mayor cobertura, la actividad volcánica del Iztaccíhuatl era muy limitada, por lo tanto, no afectó los registros glaciales de las últimas decenas de miles de años, dejando evidencias claras a partir del máximo avance glacial (21 000 – 18 000 años AP).

Los estudios más relevantes de los ambientes glaciares en las altas montañas mexicanas se atribuyen a White (1956 a, 1956 b, 1962 a, 1987), quien realizó un registro de la evolución de los glaciares en la vertiente occidental del Iztaccíhuatl. De igual forma, Heine (1988) llevó a cabo estudios de las glaciaciones a partir de una correlación de los eventos fríos que afectaron a las montañas mexicanas, basados en evidencias que presentaba el volcán La Malinche; en este trabajo tomó en cuenta la vertiente oriental del Iztaccíhuatl. Ambos autores concluyeron que hubo cinco secuencias glaciales, sin embargo, las edades que ellos propusieron para cada evento no coincidían entre sí.

Vázquez-Selem (2000) tomó como punto de partida los trabajos mencionados para elaborar una cronología glacial en el volcán Iztaccíhuatl, en esta investigación, el autor otorgó a cada evento una edad más precisa, a partir de muestras cosmogénicas ³⁶Cl y tefrocronológicas; además, realizó la cartografía de los depósitos de los cinco avances glaciales, así como el cálculo de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA por sus siglas en inglés: línea que divide la zona de acumulación y de ablación en las masas de hielo) para cada fase. Los avances glaciares en el Iztaccíhuatl fueron nombrados como Hueyatlaco-1, Hueyatlaco-2, Milpulco-1, Milpulco-2 y Ayoloco (Fig. 22). Este documento será la base para el análisis de los depósitos glaciares de la zona de estudio, las características de cada avance se revisarán a continuación.

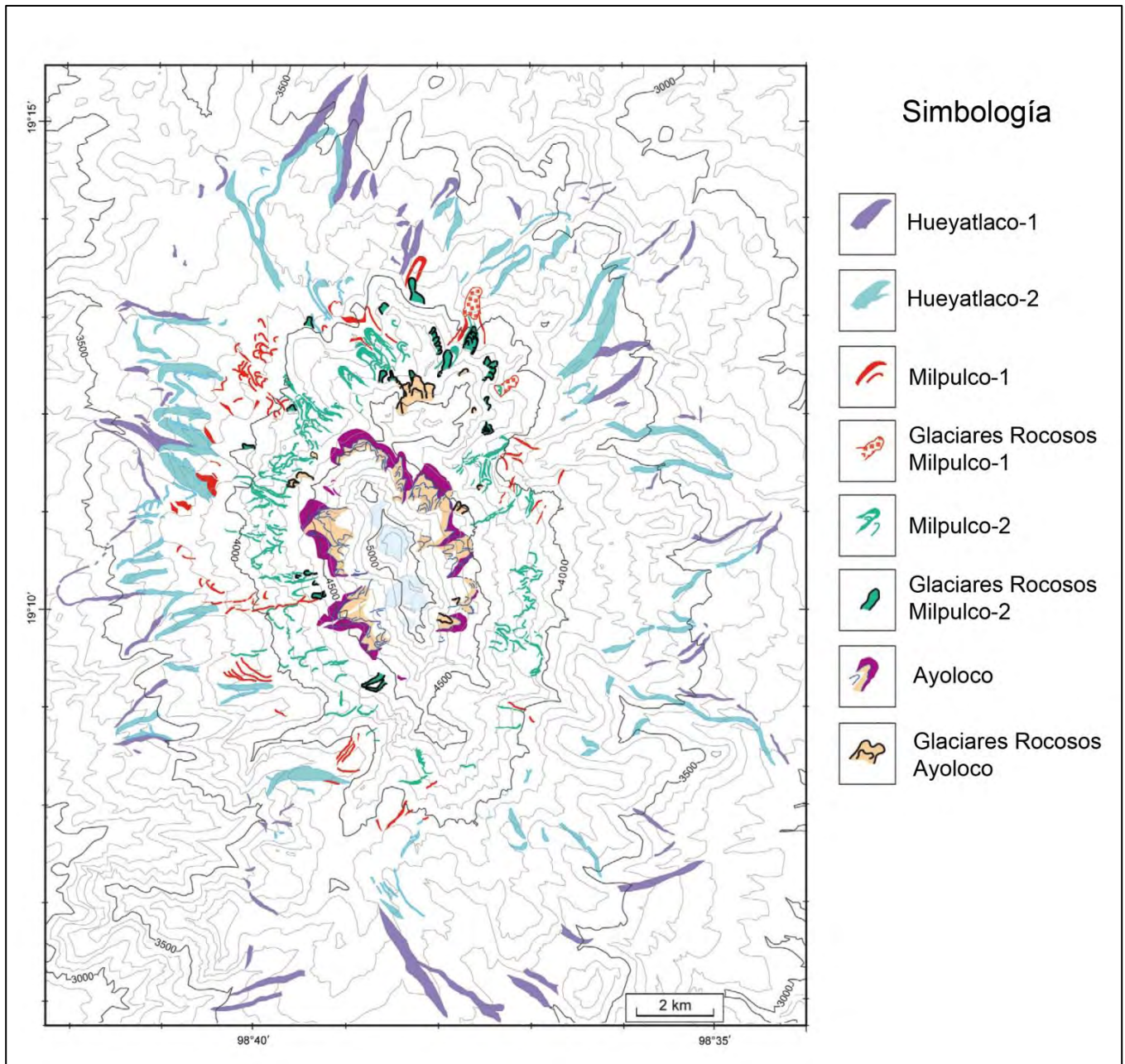


Figura 22. Distribución de los depósitos glaciares en el Iztaccíhuatl asociados con las glaciaciones que han afectado a México en los últimos 40 000 años. (Vázquez-Selem, 2011).

Hueyatlaco-1

Es el máximo avance glacial del que se tiene registro en los últimos 40 000 años y corresponde al UMG (21 000-17 500 años AP). Durante este evento, la capa de hielo que se formó alcanzó una altitud de 3400 msnm, con una longitud de 5.15

km y una ELA de 3940 ± 130 m. Las evidencias de este episodio se observan en algunos depósitos morrénicos remanentes, con bloques de un ancho de 10 a 20 m, además de morrenas masivas de 40 m de amplitud y una longitud entre 40 y 120 m (Vázquez-Selem, 2000). Cabe destacar que algunos de estos depósitos se encuentran cubiertos por una capa de pómez proveniente del Popocatepetl de hace 14 000 años, lo que facilita determinar que este avance fue anterior a dicha actividad volcánica. Es importante mencionar que se presentó una pequeña recesión de corta duración (~ 500 años) entre este periodo de expansión y el que sigue.

Hueyatlaco-2

Alrededor de los 17 000 - 14 000 años AP se presentó este nuevo avance en las laderas del Iztaccíhuatl. Durante la fase Hueyatlaco-2, los glaciares alcanzaron la cota de los 3 500 msnm, con una longitud de 4.75 km, cubriendo un área aproximada de 101 km^2 y una altitud de línea de equilibrio a los $4 040 \pm 130$ m. De este episodio, se puede destacar la presencia de morrenas laterales de 50 m de grosor y entre 60 - 120 m de longitud, así como depósitos morrénicos recesionales con un ancho de 20 m, los cuales fueron depositados entre los 3825 y 3400 msnm. Hace 14 000 años AP, los glaciares comenzaron a contraerse de manera rápida y se dio la etapa mayor de recesión (Vázquez-Selem, 2000).

Milpulco-1

El nuevo avance comenzó a suscitarse hacia el final del Pleistoceno (12 000 - 10 000 años AP); para este evento, los glaciares cubrían áreas mucho más pequeñas que en la anterior, cerca de 46 km^2 y solo se extendía 3.25 km desde la cima, con el límite inferior del glaciar a 3800 msnm y una ELA de 4240 ± 60 m. Los depósitos morrénicos de esta fase son difíciles de distinguir debido a su cercanía con los materiales Hueyatlaco-2. Sin embargo, se pueden identificar algunas morrenas

masivas con una anchura variable entre 5 y 20 m además de una longitud de 10 a 40 m a los 3800 msnm (Vázquez-Selem, 2000).

Milpulco-2

La máxima expansión de este evento ocurrió entre 8 500 y 7 000 años AP. Tenía una cobertura de 29 km², se expandió hasta una longitud media de 2.2 km, donde solo alcanzó altitudes cercanas a los 4250 msnm y su ELA se ubicaba a 4420 ± 120 m. Durante este evento se llegaron a formar morrenas masivas con un ancho de hasta 40 m; además de algunos depósitos morrénicos recesionales con 10 m de amplitud y de 5 a 40 m de longitud ubicadas a los 4050 msnm (Vázquez-Selem, 2000).

En las porciones septentrionales, varios glaciares de este avance fueron cubiertos por detritos, convirtiéndolos en glaciares rocosos. En zonas cercanas al volcán Téyotl y a la cima de la *Cabeza*, estas coberturas de escombros alcanzaron elevaciones entre los 4000 y 4120 msnm; sin embargo, en algunos valles de la vertiente occidental solamente llegaron hasta los 4 400 msnm (Vázquez-Selem, 2000).

Ayoloco

Este avance es el último sobre el que se tiene registro, presenta una edad Holocénica y pertenece a la denominada Pequeña Edad de Hielo (hace 500-100 años). En esta etapa, los glaciares descendieron hasta alcanzar altitudes de 4300-4600 msnm, lo que representa una extensión media de 1.25 km, cubrieron un área de 7.6 km², con una ELA ubicada a 4715 ± 75 m. Las morrenas que esta fase dejó son formaciones masivas de 20 a 60 m de grosor y hasta 200 m de longitud ubicadas a 4300 msnm. Además, se pueden observar cuatro estructuras recesionales entre los 4430 y 4540 msnm, con una amplitud de 2 a 8 m, así como una extensión promedio de 5 m (Vázquez-Selem, 2000).

Al igual que en la fase anterior, en el avance Ayoloco se formaron algunos glaciares rocosos, ubicados fuera del área cubierta por el glaciar, donde las condiciones periglaciares eran las que prevalecían; estos depósitos se asentaron a una elevación de 4260 m durante la máxima expansión y se originaron en paredes verticales con orientación NW y NE (Vázquez-Selem, 2000).

Todos estos eventos climáticos han sido determinantes para el acomodo de algunos materiales, por lo tanto, su ocurrencia ha dado paso a la formación de determinadas formas de relieve asociadas a los procesos glaciares y periglaciares.

Consideraciones Finales

A partir del análisis de la información geológica, se reconoció el arreglo y la distribución que presentan los productos emitidos durante los eventos eruptivos del volcán Iztaccíhuatl; en este sentido, se tomaron en cuenta sus características litológicas, así como su disposición sobre el territorio. La evolución y constitución de los materiales que conforman al complejo volcánico es, en algunos casos, complicada de determinar debido a la sobreposición que presentan unos con otros. Además, hay que destacar que la estructura estuvo bajo la influencia de varios eventos glaciares, hecho que provocó cambios en el arreglo de los depósitos.

Este análisis servirá como punto de partida en la clasificación genética de las formas del relieve. De esta manera, el mapa geológico es fundamental para la elaboración del mapa geomorfológico a detalle, en el cual se tomará en cuenta la estructura completa del complejo volcánico.

CAPÍTULO III. MORFOMETRÍA

El análisis morfométrico es la caracterización cuantitativa de las formas del relieve a partir de la medición sistemática de distintas variables, en este caso, altitud, inclinación del terreno, alturas relativas, densidad y profundidad de la disección (Lugo, 1991). En este sentido, la morfometría permite establecer la relación entre la litología y los procesos exógenos. Los resultados que se obtienen se expresan a partir de una cartografía especializada; si bien es un método indirecto, los mapas permiten estimar la susceptibilidad del terreno a la erosión o depositación.

3.1 Altimetría

El mapa altimétrico es una visualización en franjas del Modelo Digital del Terreno (MDT) y tiene como objetivo simplificar los valores altitudinales y por consiguiente, sintetizar el mapa topográfico en diferentes *pisos*; de esta manera, se hacen evidentes los contrastes en la vertical y la continuidad espacial de las estructuras mayores que integran el relieve. A partir de este criterio, es posible reconocer y establecer límites precisos de regiones geomorfológicas que integran el territorio. Hay que mencionar que esta zonificación tiene un vínculo estrecho con la génesis y los procesos modeladores.

En la elaboración de este mapa se utilizaron los valores de altitud, estos datos fueron obtenidos de las cartas topográficas (1: 50, 000): Chalco, San Martín Texmelucan, Amecameca y Huejotzingo (INEGI, 2014). Los valores fueron analizados a través de un SIG (ArcGIS v. 10); de este proceso se obtuvieron cinco mapas preliminares, cada uno con rangos altitudinales diferentes (5, 7, 9, 12, 15), Esta labor se llevó a cabo con el fin de seleccionar la cartografía que reflejara con claridad los límites reales de las regiones geomorfológicas. El mejor resultado ordenó los datos en nueve intervalos (Fig. 23).

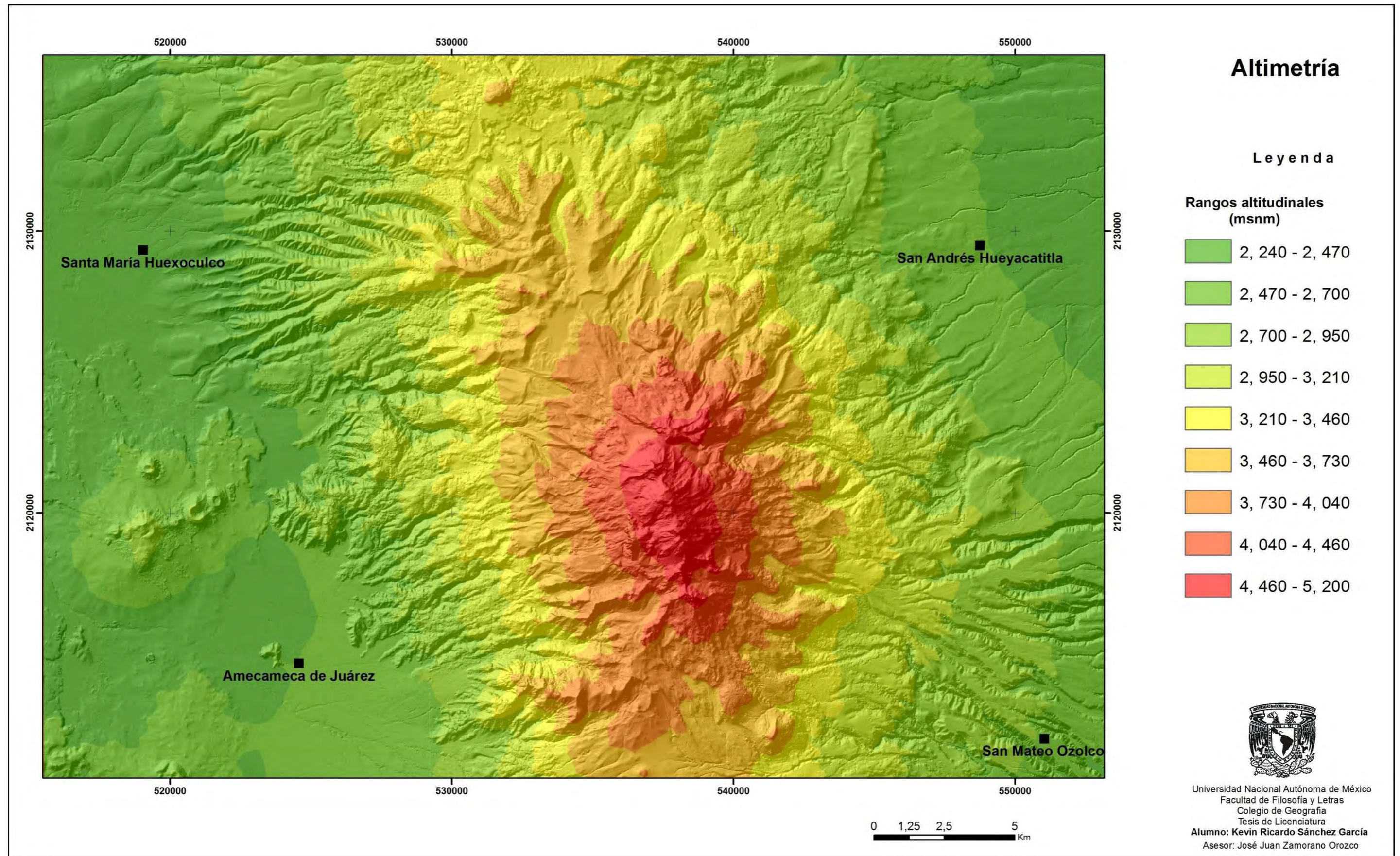


Figura 23. Mapa altimétrico del volcán Iztaccíhuatl y las zonas adyacentes.

A partir del mapa altimétrico se establecieron las siguientes regiones geomorfológicas: I) Montaña, II) Piedemonte Volcánico, III) Piedemonte, IV) Planicie y V) Sierra Monogenética (Chichinautzin) (Fig. 24). Cada una de ellas refleja la génesis de este territorio en su contexto más general (endógena-exógena). La morfología en cada caso pone de manifiesto la intensidad de la dinámica actual (erosión-acumulación). En el proceso de delimitación de las unidades se utilizó un MDT y el mapa de pendientes.

I. Montaña

Esta unidad se encuentra localizada en la parte central de la zona de estudio. La orientación preferencial NNW-SSE del conjunto montañoso divide el área en dos vertientes: oriental y occidental. Ambas porciones están constituidas hasta los 5, 200 msnm (cima del *Pecho*); sin embargo, del lado oeste, la unidad desciende a los 3500 msnm; por otro lado, en el sector oriental, la altitud límite de la zona de montaña llega a los 3200 msnm.

Esta región se caracteriza por presentar una sobreposición de lavas (andesitas-dacitas), de las cuales la mayoría pertenecen a las cimas de mayor elevación (*Cabeza, Pecho, Rodillas y Pies*), ubicadas en la parte central de la unidad. En la porción norte se localiza el volcán Táyotl y sus respectivos flujos, así como algunas lavas tempranas asociadas al antiguo volcán escudo Llano Grande. Esta estructura desarrolló una caldera de explosión que presenta un escarpe de 130 m de altura. En planta se observa como un arco abierto hacia el SE (0.9 – 1.9 Ma, Nixon, 1989). Además, queda incluido dentro esta zona el volcán Papayo y sus flujos más recientes.

Por otro lado, al sur se elevan un par de domos pertenecientes al evento Cerro Gordo. Además de estas estructuras, se puede observar el cráter en forma de herradura abierto hacia el SE que dejó la explosión del cono de *Los Pies*. También existen rasgos de modelado glaciar, los cuales se pueden identificar en los circos

erosivos y los valles en forma de U, además de los depósitos morrénicos de las glaciaciones más recientes (Milpulco 1, 2 y Ayoloco) (Vázquez-Selem, 2000). De manera general, el tipo de drenaje que presenta esta superficie es subdendrítico, hecho que hace notar que el material en esta zona ha sido resistente a la erosión fluvial, y la que predomina es la erosión glaciar.

II. Piedemonte volcánico

Es una región que se extiende en un área bastante amplia, se asienta en ambas vertientes del complejo volcánico, además de ocupar una zona extensa al norte. Los límites altitudinales aproximados están definidos por los valores de 3700 a 2500 msnm en el flanco oeste, mientras que en la parte este van de los 3200 a los 2700 msnm.

En esta unidad predominan los depósitos volcánicos (flujos de lava y volcanoclásticos) dispuestos alrededor de los focos de emisión, donde definen una morfología similar al de un piedemonte (Lugo-Hubp, 1984). En la actualidad, este territorio es desmantelado por la acción fluvial-gravitacional y favorece, en cotas más bajas, el desarrollo de rampas acumulativas producto de la remoción de variados detritos. Los materiales que constituyen el piedemonte *volcánico* reflejan una evolución compleja del Iztaccíhuatl.

El grado de erosión que se observa en esta unidad es mayor que en la anterior, un primer factor a esto ha sido el tiempo de exposición a los procesos exógenos, es por eso que presenta una red fluvial bastante desarrollada y en general define un diseño dendrítico. A pesar de que los procesos fluviales predominan en esta zona, rastros de erosión glaciar se pueden observar en los rangos más altos (3500 – 4000 msnm), evidencia de este proceso son algunos valles en forma de U, además de depósitos morrénicos correspondientes a la fase Hueyatlaco 1 y 2 (Vázquez-Selem, 2000).

III. Piedemonte

Esta unidad tiene una génesis erosiva-acumulativa. El rango altitudinal aproximado comprende desde los 2300 hasta los 2900 msnm. Se caracteriza por estar sobre rampas acumulativas asociadas al acarreo y depositación en niveles altitudinales más bajos de variados escombros de origen volcánico (explosivo). El piedemonte se emplaza sobre los productos resultantes del colapso del cono de los *Pies*, situados al SE de la zona de estudio, aquí se puede observar una drenaje con valles profundos, con un diseño subparalelo-subdendrítico. Por otro lado, en las zonas NW, NE y SW, esta unidad se localiza sobre los depósitos fluviales provenientes de la erosión de las laderas. La simplificación de la red fluvial en un arreglo subparalelo en estos sectores, manifiesta la existencia de una superficie ligeramente inclinada cercana al nivel de base local.

IV. Planicie

Es la porción más deprimida de la zona de estudio y se caracteriza por presentar una morfología subhorizontal. Se encuentra en el rango altitudinal que va desde los 2, 240 a los 2 600 msnm. Al igual que las dos unidades anteriores, se localiza en ambos flancos del complejo volcánico. Esta unidad se relaciona con procesos fluviolacustres, donde la acumulación de los materiales provenientes de la erosión es el más importante; por lo tanto, no se observa un desarrollo fluvial significativo, y el que llega a sobresalir presenta un diseño paralelo con valles muy poco profundos.

V. Sierra Monogenética (Chichinautzin)

Esta unidad corresponde a pequeñas elevaciones de origen volcánico, comprende un rango altitudinal entre 2300 y 2900 msnm; pertenecen a la Formación Chichinautzin (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; García-Tenorio, 2002). Se localizan al SW de la zona de estudio y se caracterizan por la existencia de conos de escoria al centro de la región y su respectivo *pedemonte volcánico* (lavas asociadas). La juventud de esta estructura no ha permitido que se integre una red fluvial, los pocos escurrimientos que existen no alcanzan longitudes importantes debido a que se filtran en los distintos depósitos volcánicos que presentan una permeabilidad muy alta.

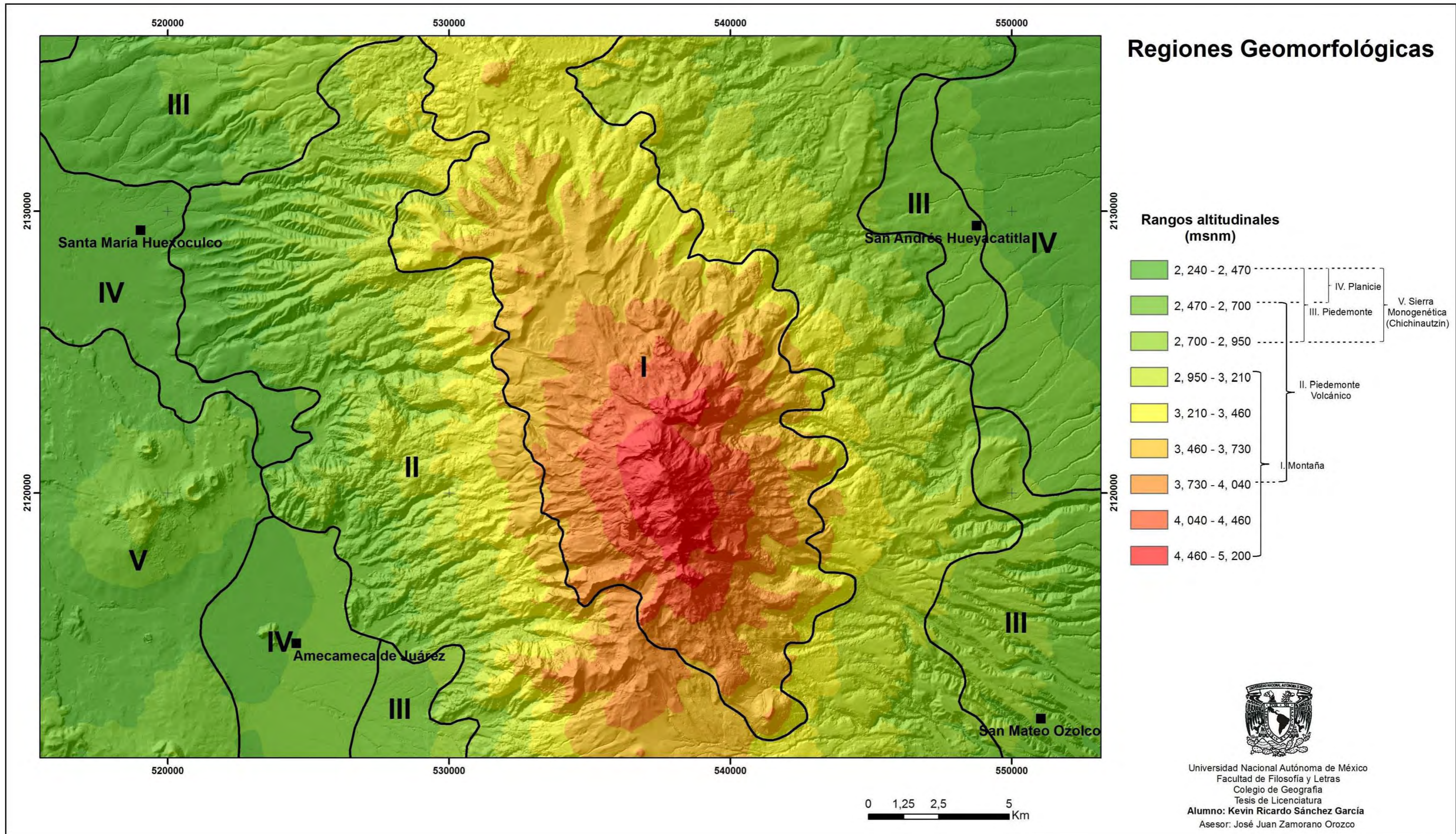


Figura 24. Regiones geomorfológicas del Iztaccíhuatl, cada unidad vincula la altitud con el origen, morfología, edad y dinámica común.

3.2 Inclinación del terreno

El mapa de pendientes tiene como objetivo representar las laderas en grados de inclinación, con el fin de mostrar la relación que existe entre la dinámica, la morfología y la estructura geológica (arreglo de los materiales).

El proceso radica en transformar la distancia que hay entre las curvas de nivel, convirtiendo los valores longitudinales a grados o porcentajes de inclinación.

Para facilitar la elaboración de la cartografía, se decidió manejar los datos en un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS v. 10); con la herramienta *Slope*, se confeccionaron 3 diferentes mapas con distintos rangos de inclinación; al final, y después de comparar cada mapa y con la altimetría, se decidió utilizar el documento que tenía 10 categorías (<5, 5-7, 7-11, 11-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-45 y > 45 °), en el cual se consideraron algunos aspectos morfológicos y estructurales (Fig. 25).

I. Montaña

En esta unidad las laderas que se exhiben varían en longitud, geometría y morfología, por lo tanto, la inclinación del terreno es heterogénea, aunque prevalece aquella < 25°. Se pueden asociar a diferentes formas y procesos; por ejemplo, los valores mayores a 30 ° se relacionan, en la mayoría de los casos, con frentes de lava, como los de la Serie Somital (Cabeza, Pecho, Rodillas) o el volcán Téyotl, además de algunos domos. Sin embargo, estas inclinaciones también las podemos encontrar en circos y valles en forma de U, asociados a la erosión glaciar.

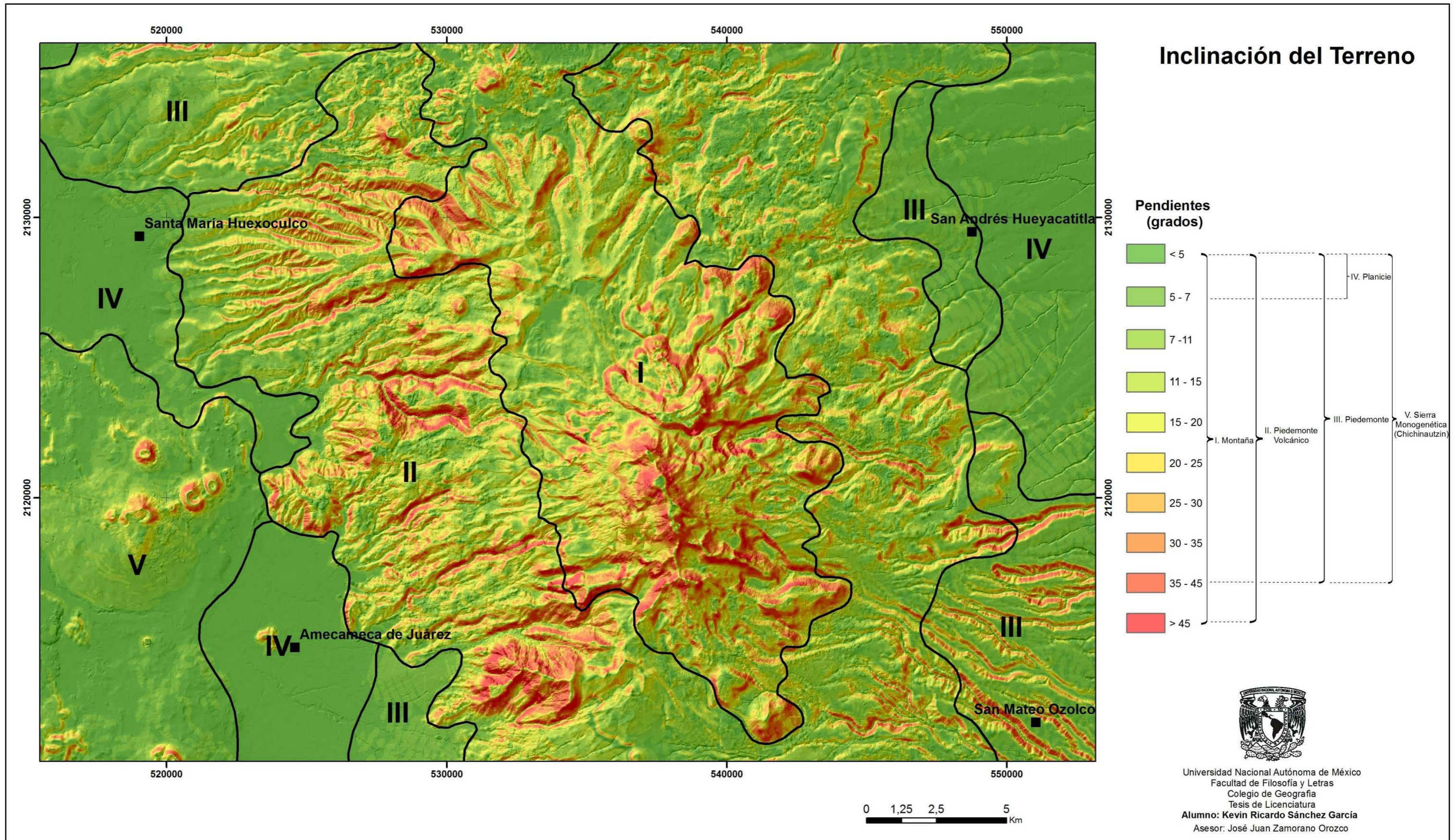


Figura 25. Mapa de inclinación del terreno, en él se definen de manera clara los frentes de lava asociados a los derrames más recientes (E), los valles más profundos, así como las planicies de la cuenca de México al W y la de Puebla-Tlaxcala al E.

Las zonas con inclinaciones entre 7 y 15 ° se asocian al depósito de diferentes materiales, tanto volcánicos como glaciares. A lo largo de la unidad, depósitos piroclásticos expulsados por el Popocatépetl han manteado la superficie de la región, suavizando el territorio; la mayor evidencia de esto se puede encontrar en la parte más cercana a dicho volcán, donde la inclinación cambia abruptamente. Además de esto, el material erosionado por los procesos glaciares se ha colocado ladera abajo, con morrenas y superficies subhorizontales en el fondo de los valles, como se observa en el norte, oriente y occidente de las vertientes de montaña.

Los valores < 7° se localizan al NNW y se asocian a un par de llanos volcánicos: el primero de ellos pertenece al fondo caldérico del volcán Llano Grande (al NW del Téyotl); mientras que el segundo se ubica al norte del anterior y se encuentra en el límite de las lavas del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl y el volcán Papayo.

II. Piedemonte volcánico

La inclinación de esta región sigue mostrando una heterogeneidad importante debido a las geometrías y a las morfologías que se presentan. La distribución espacial de esta variable cambia con respecto a las vertientes (cuenca de México y Puebla-Tlaxcala); en la oriental es más homogénea, en ella predominan flujos de lava (Serie Somital) sobre otro tipo de depósitos. En general, las coladas presentan una inclinación < 20 °; este valor es característico de las partes altas de los flujos con geometrías convexas-subhorizontales y que han sido manteadas por algunos piroclastos del Popocatépetl; sin embargo, la presencia de pendientes > 30 ° están relacionadas con frentes de lava, además de algunos ríos que han profundizado en los contactos entre ellas, así como los que han incidido sobre los productos de la avalancha de escombros de los *Pies* (García-Tenorio, 2002), al SE de la unidad.

Respecto a la vertiente occidental, la inclinación es mucho más variada; aquí podemos encontrar valores < 7 °, este índice es frecuente en algunos fondos de

valle (llanuras intermontanas), así como en las superficies de las coladas. Por el contrario, las pendientes $> 30^\circ$ que sobresalen en esta porción se deben a diferentes razones; en algunos casos se localizan en los escarpes de lava, sin embargo, el principal motivo de esto es la erosión, en su mayoría fluvial y glacial, en la frontera con la zona de Montaña. La variedad y la diferente competencia a la erosión de los materiales volcánicos (coladas de lava, flujos piroclásticos, material de caída y lahares) hacen que en este sector se favorezca el desarrollo de valles fluviales con variada morfología, algunos de ellos han desarrollado valles profundos con paredes escarpadas.

III. Piedemonte

Esta estructura se presenta en cuatro sectores, en todos ellos su origen está vinculado a la deposición fluvial. De acuerdo a la expresión morfológica, se dividen en dos, los del NW – SE y NE – SW. Los primeros son heterogéneos en cuanto a inclinación del terreno, presentan valores entre $11^\circ - 30^\circ$ debido al mayor desarrollo de cauces que forman valles profundos, los cuales se disponen sobre productos piroclásticos del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón (NW) y la avalancha de escombros de los *Pies* (SE). Por el contrario, la inclinación de las rampas del NE y SW son homogéneas, los valores que muestran son $< 7^\circ$. Se presentan como rampas ligeramente inclinadas en donde la acumulación predomina sobre la erosión y representa una zona de transición entre las regiones geomorfológicas de planicie y piedemonte volcánico.

IV. Planicie

Esta superficie no rebasa los 7° , presenta una morfología que varía de subhorizontal a ligeramente ondulada e inclinada, su origen es fluvio-lacustre y su dinámica actual es deposicional. En la zona de estudio existen tres sectores (NE, NW y SW). En la del NE, la planicie presenta una disección fluvial en desarrollo,

se reconocen barrancos poco profundos (1 - 3 m); sin embargo, el proceso erosivo no es significativo como para modificar la morfología general.

El sector NW forma parte de la cuenca de México, esta superficie representa el territorio más deprimido, su morfología es subhorizontal, ligeramente ondulada y en general, presenta inclinación de norte a sur. Su origen es deposicional y está constituida por depósitos aluviales, proluviales y lacustres que se intercalan con variados materiales de origen volcánico. La planicie del SW estuvo asociada a la cuenca de México y su contacto quedó interrumpido por derrames de lava que la separaron, de manera temporal, de la estructura principal; en la actualidad, la morfología que existe es de planicies escalonadas, en donde cada desnivel corresponde a una colada distinta. Los depósitos fluvio-lacustres han sepultado edificios volcánicos menores, de los cuales, sobresale *el Sacromonte*, que interrumpe la morfología subhorizontal de este terreno.

V. Sierra Monogenética (Chichinautzin)

Esta región tiene la característica de que predomina una inclinación homogénea con valores $< 11^\circ$. Se localiza al SW de la zona de estudio, y es la parte más austral de la cuenca de México, estructura de la cual postulan, funcionó como represa natural hace 700 000 años (De Cserna, *et al.*, 1988); presenta una morfología ligeramente inclinada y ondulada, coronada por conos cineríticos con pendientes $> 30^\circ$. Su origen se asocia al depósito de lavas fluidas, manteadas por flujos piroclásticos, por lo cual no existen escarpes prominentes, característica que hace que la inclinación del terreno sea homogénea y se asocie a una morfología convexa de base muy amplia.

3.3 Densidad de la disección

El objetivo de aplicar este método fue hacer evidente la intensidad de la erosión fluvial a partir de la medición de la longitud de los cauces en un área determinada (1 Km^2). De esta manera, se identificaron zonas con mayor o menor densidad de ríos.

Entre los factores que condicionan la presencia de los ríos en el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl se tiene al clima, en particular la precipitación estacional (750-1000 mm anuales) y ciclónica (2700 mm). Cabe destacar que en las partes cumbreles, la existencia de la nieve representa una fuente importante en la generación de ríos perennes. Por otro lado, tenemos condicionantes que se relacionan con la superficie y entre ellos destaca el tipo de roca (permeabilidad); competencia a la erosión del sustrato; inclinación del terreno y presencia de estructuras disyuntivas (fracturas, grietas, diaclasas, contactos litológicos y geomorfológicos).

El punto de partida fue el trazo de la red fluvial sobre la base topográfica (1:25,000), una vez marcados, se digitalizaron con el fin de manipularlos a través del SIG ArcGIS (v. 10), y de la herramienta *Natural Neighbor*. El tratamiento de los datos consistió en medir la longitud de los cauces en áreas de 1 Km^2 . Con los índices obtenidos, se hizo una interpolación, esto dio como resultado un mapa con seis rangos (Fig. 26).

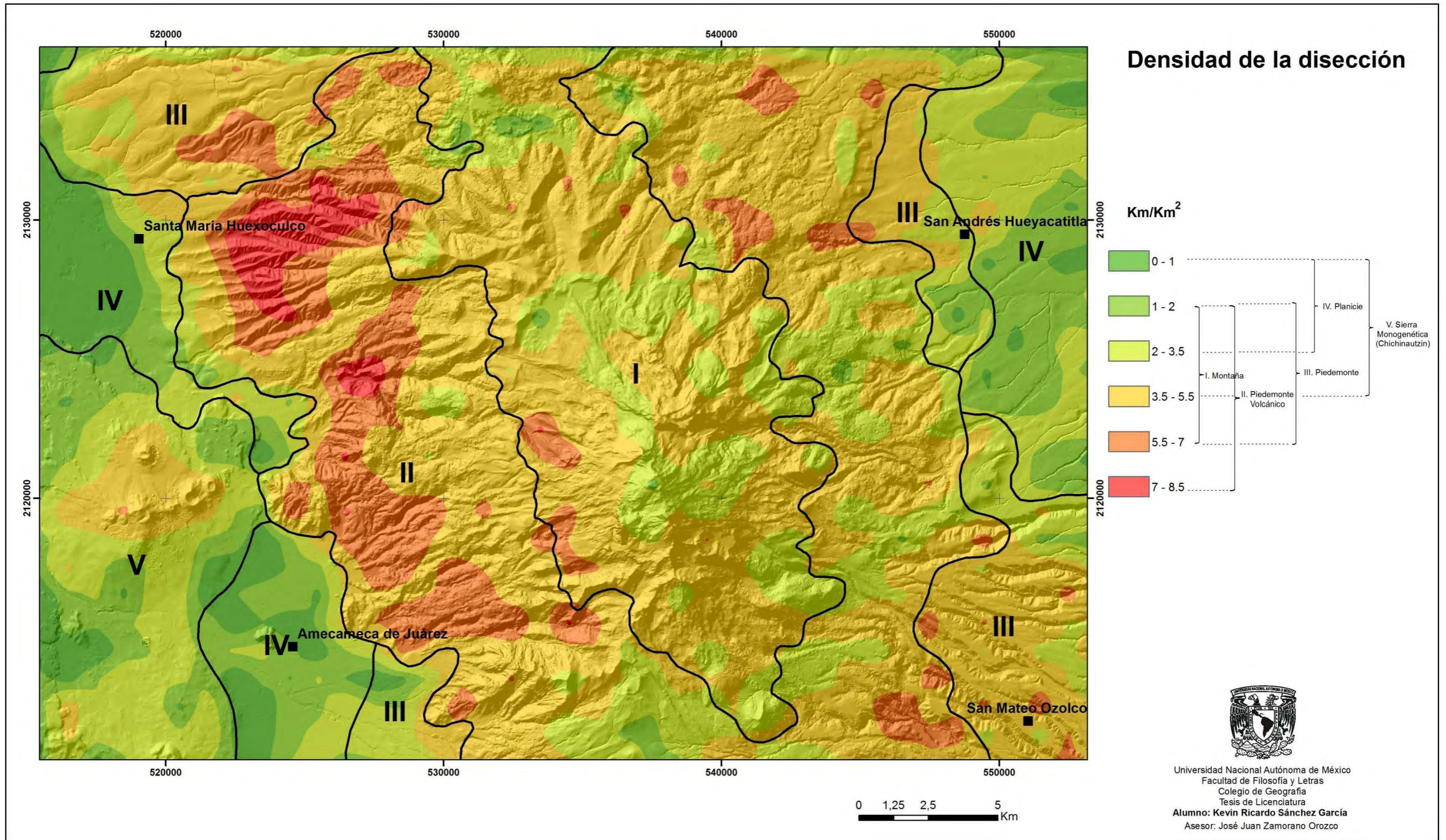


Figura 26. Mapa de densidad de la disección; muestra los territorios que han desarrollado un mayor y menor número de cauces; hecho que se vincula con la precipitación, el tipo de roca, la inclinación del terreno y la presencia de estructuras disyuntivas.

I. Montaña

Los índices característicos de la zona cumbral varían entre 1 - 7 Km/Km²; en el contexto de todos los valores obtenidos, estas cifras se pueden considerar poco representativas. El factor que explica este hecho, es la edad del relieve; en este sentido, hay que mencionar que se integra por estructuras volcánicas Plio-Cuaternarias, rodeadas de potentes flujos de lava permeables. Los pocos cauces que llegan a existir no definen un patrón de drenaje integrado, muchos de ellos son efímeros y están vinculados con el deshielo de la nieve estacional y permanente; algunos de ellos ocupan de manera temporal circos y valles glaciares, así como los límites entre las coladas. Cabe mencionar que estas corrientes no tienen la capacidad de integrar un sistema fluvial permanente.

II. Piedemonte volcánico

La distribución espacial de la densidad en esta región varía de acuerdo con las vertientes. Los valores del sector oriental se consideran bajos (1 – 5.5 Km/Km²); característica que se atribuye a la edad (0.6 Ma; Nixon, 1989) y a una morfología bien conservada de los flujos de lava. Estas características no favorecen la incidencia de los ríos debido a la consolidación que presenta el sustrato. Otro factor que se suma es la inclinación del terreno (< 20°), este hecho impide el desarrollo de afluentes en este sector, como consecuencia de esto se observan patrones fluviales subdendríticos y subparalelos poco densos.

No obstante, al NE y SE, la densidad aumenta (5.5 - 7 Km/Km²) y su explicación, en el primer caso, tiene relación con potentes cubiertas piroclásticas. Si bien los escurrimientos principales se desarrollan entre lavas (hecho que no favorece la densidad), existen numerosos afluentes que se forman sobre potentes mantos de detritos volcánicos que sobreyacen a los flujos. En el SE, el aumento de ríos se ve favorecido por la competencia del sustrato a la erosión fluvial. Se trata de materiales asociados a la avalancha de escombros de *Los Pies*.

En la vertiente occidental, la densidad de la disección aumenta de forma significativa y se observa en el desarrollo de diseños fluviales dendríticos densos. Los valores de este sector varían de 3.5 – 8.5 Km/Km² y se explica a partir de una diferencia de edad y variedad de productos volcánicos. La sobreposición de distintas coladas de lava y detritos emitidos en distintos periodos eruptivos (tempranos: Formación Llano Grande – tardíos: Serie Somital), han favorecido la existencia de un relieve heterogéneo en cuanto a altitud e inclinación, estas características se suman a la diferente competencia que tienen los materiales para desarrollar cauces (lavas antiguas; lavas recientes con alto grado de fracturación y variadas cubiertas de piroclásticas).

Por otro lado, existen terrenos en donde el desarrollo de ríos no se ve favorecido, estos se localizan al S de la zona de estudio. Se trata de llanos volcánicos en donde la presencia de detritos es abundante, pero su remoción no se hace posible por la existencia de una pendiente menor a 5 °.

III. Piedemonte

En esta región, los valores son heterogéneos y se distinguen los sectores NW y SE por presentar una amplia variación, de 2 a 7 Km/Km². En el primer caso esta situación se explica por la competencia de los materiales; el drenaje en estos sectores se emplaza sobre detritos volcánicos poco consolidados (flujos y caídas), asociados a la actividad del complejo volcánico Tláloc-Telapón. En el segundo, los ríos disectan depósitos de la avalancha de escombros del colapso de *Los Pies* (García-Tenorio, 2002). En ambos casos, la morfología es de una rampa ligeramente inclinada, esto explica la existencia de patrones subdendríticos y en la medida que se acercan a las respectivas planicies definen un diseño subparalelo.

Los valores bajos se localizan al NE y SW ($< 3.5 \text{ Km/Km}^2$), como respuesta a la cercanía de los niveles de base correspondientes. Este hecho simplifica el drenaje (subparalelos ligeramente sinuosos), favorece la existencia de lechos amplios y al término del cauce (desembocadura) el desarrollo de abanicos proluviales. En estas áreas, la morfología es de una superficie subhorizontal y ligeramente inclinada ($< 5^\circ$).

IV. Planicie

El sector NE está representado por la planicie aluvial-lacustre de Puebla-Tlaxcala, la zona de estudio comprende una pequeña porción de todo el conjunto, los valores de disección, en este sector son $< 3.5 \text{ Km/Km}^2$. Esta superficie es el nivel base local de todos los drenajes que se localizan en la vertiente oriental del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl. El sistema fluvial característico de estos terrenos es subparalelo-sinuoso y en algunos sectores, el curso natural ha sido desviado con fines agrícolas (canales de riego) o entubado debido al desarrollo urbano. Todos estos ríos son parte de la cuenca alta del Atoyac.

La cuenca de México está fragmentada por los sectores San Rafael (NW) y Amecameca (SW), en ambos casos los valores de densidad de la disección son $< 2 \text{ Km/Km}^2$, la red fluvial es escasa, sinuosa y poco integrada. En el primero, los ríos están entubados y forman parte del abasto de agua potable de la Ciudad de México. En el segundo, es posible reconocer, todavía, el Tlalmanalco, Amecameca y Tomacoco; todos ellos de importancia en la agricultura de temporal de la región.

V. Sierra Monogenética (Chichinautzin)

Esta zona corresponde al sector más oriental de la Sierra Chichinautzin y los valores de disección varían de 0 a 5 Km/Km^2 . En este rango se distinguen dos grupos, el primero de ellos se localiza al sur de Tlalmanalco, donde existen cinco

conos de escoria cubiertos por potentes mantos piroclásticos, característica que favorece la existencia de ríos dispuestos en un patrón de drenaje radial con valores: 2 a 5.5 Km/Km².

El segundo grupo representa los valores bajos (< 2 Km/Km²), estos índices son los de mayor distribución y reflejan la existencia de cauces estacionales que aprovechan las depresiones que existen entre las numerosas coladas de lava para fluir, el patrón de drenaje de estos sistemas se conoce como desintegrado y evidencia la filtración de los escurrimientos.

El mapa de densidad de la disección presenta una zonificación de la actividad erosiva fluvial, a través del nivel de la integración del drenaje. Podemos observar que en la porción central del área de estudio (zona de montaña) existe una red poco integrada; por lo tanto, unos valores bajos de densidad. En esta zona se localizan los materiales más jóvenes que fueron expulsados en la última etapa de erupción del Iztaccíhuatl. Por otra parte, los sectores que se encuentran en la periferia y más distales a la cima, tienen un drenaje bien desarrollado, lugar donde se encuentran los materiales más antiguos, hecho que hace evidente el mapa geológico.

En este sentido, la relación entre el nivel de consolidación del sistema fluvial y la edad relativa se explica debido a que los patrones dendríticos necesitan un mayor tiempo para integrarse en arreglos densos y por consiguiente, modelar el sustrato; por el contrario, un arreglo desintegrado y poco consolidado representa menos tiempo de exposición a los procesos exógenos.

3.4 Profundidad de la disección

Este mapa tiene como objetivo representar la erosión fluvial en el plano vertical. Se realiza a partir de la medición de la distancia que hay entre el talweg y la ruptura de pendiente más representativa y cercana a la ladera interior del valle (Zamorano, 1990). Los factores que favorecen este proceso son iguales a los del mapa anterior; sin embargo, en este análisis, las estructuras disyuntivas y los contactos litológicos y entre unidades geomorfológicas toman relevancia, ya que al ser zonas de debilidad, la profundización de los ríos se verá favorecida.

La metodología de este análisis consistió en capturar los valores de profundidad sobre la carta topográfica base (1:25 000), en un área de 1 Km². De forma posterior a la recolección de datos, se realizó una interpolación en el Sistema de Información Geográfica (ArcGIS v. 10) con la herramienta *Natural Neighbor*. Este proceso arrojó como resultado un mapa con valores en metros, los cuales se agruparon en cinco intervalos: < 10; < 20; 20; 40 y 60 m (Fig. 27).

I. Montaña

La porción cumbral presenta valores bajos de disección (< 20 m), hecho que tiene relación con la edad de este territorio y el modelado glaciar que afectó las estructuras volcánicas recientes, por lo menos en cinco ocasiones Hueyatlaco 1 y 2, Milpulco 1 y 2 y Ayoloco (Vázquez-Selem, 2000). Esta es la razón por la que no se favoreció el desarrollo en la vertical de los ríos.

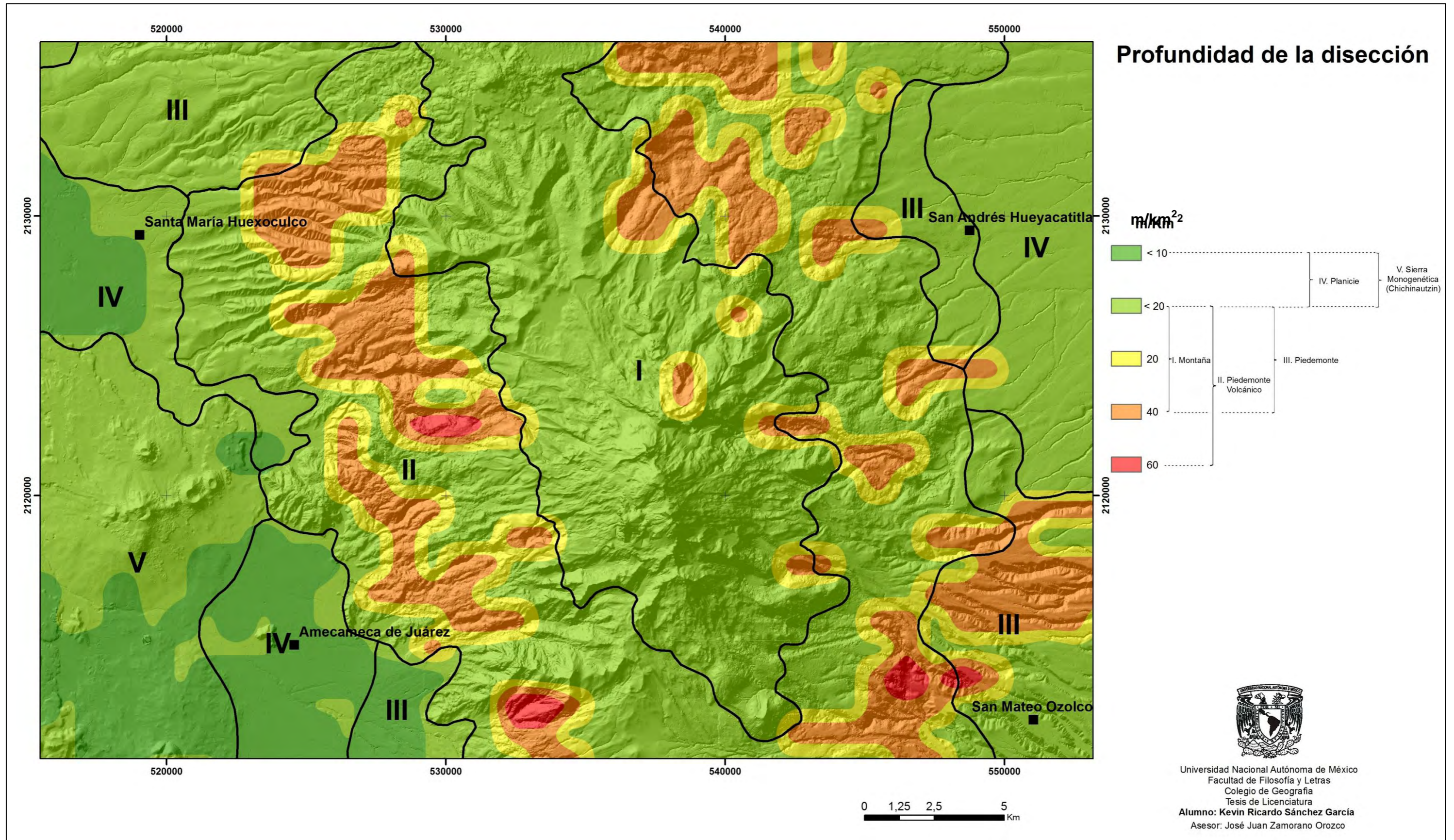


Figura 27. Mapa de profundidad de la disección; este documento hace evidente los valles más profundos; este hecho tiene relación con la espacialidad de los contactos litológicos y geomorfológicos.

Es importante mencionar que existen profundos valles glaciares y en la actualidad están ocupados por ríos permanentes que han excavado barrancos de poca profundidad en antiguos detritos glaciares, depósitos gravitacionales, acarrees fluviales y piroclastos. No obstante, los valores se incrementan hasta llegar a 40 m de profundidad en la porción N y NE de la región; la explicación a este hecho son los contactos geomorfológicos; es decir, los ríos aprovechan las depresiones entre lavas para profundizar su cauce.

II. Piedemonte Volcánico

Los índices de profundidad de la disección en este territorio presentan una espacialidad *invertida*. Es decir, los valores más altos se localizan en la porción distal de esta región, muy cerca del nivel de base local en donde la pendiente es $< 7^\circ$. Los ríos menos profundos se presentan en donde la inclinación del terreno es de 15 a 20° ; en este caso, el sustrato impide el desarrollo de valles, debido a que los cauces corren entre lavas tardías que soportan, algunas de ellas, mantos potentes de piroclastos muy consolidados.

Las vertientes proximales que reconocen a la cuenca de México, presentan una profundidad < 20 m, hecho que se vincula con la litología y la permeabilidad de las rocas. En esta zona predominan coladas de lava tardías que alternan con flujos piroclásticos compactos y poco potentes. Estas características no favorecen la creación de valles profundos en lavas frescas y sobre delgados detritos volcánicos, en la medida que los cauces excavan estas superficies ya no pueden profundizar debido a que el material subyacente permite la filtración.

Por el contrario, en las porciones distales, la profundidad es hasta de 60 m y la génesis de los valles se relaciona con la sobreposición de lavas tempranas (etapa más antigua del Iztaccíhuatl: Formación Llano Grande), lo que favoreció un relieve en gradería que fue cubierto a lo largo de toda la historia eruptiva del CVI por detritos volcánicos. Los ríos se establecieron desde el comienzo de esta evolución

y aprovecharon los valles preexistentes, es decir los contactos entre secuencias lávicas. Por esta razón, es difícil determinar hasta qué punto el valle tienen un origen erosivo-fluvial.

De igual forma, en las vertientes que forman parte de la cuenca de Puebla-Tlaxcala, los valles menos profundos (< 20 m) se localizan en la parte proximal a la cumbre, y la explicación es similar a lo ocurrido en el mismo sector en la vertiente de la cuenca de México.

Por otro lado, los valores de 40 m de profundidad están localizados en las laderas NE, E y SE. Las dos primeras regiones se vinculan con las coladas de la Serie Somital (Nixon, 1989), estas se caracterizan por presentar un espesor que varía entre 120 y 240 m de altura y una longitud de hasta 2 km (valor promedio), características que reflejan la existencia de una superficie infrayacente, homogénea en inclinación y morfología. Los ríos asociados con este relieve han excavado valles de 40 m de profundidad, inicialmente aprovecharon los contactos geomorfológicos para establecerse y el valor que se menciona corresponde al trabajo erosivo-fluvial y no toma en cuenta el frente de lava (*valle antecedente*).

En el sector SE, la competencia a la erosión de los materiales es la que determina el grado de erosión; en esta superficie se encuentra emplazado el depósito de la avalancha de escombros de los *Pies* (García-Tenorio, 2002), hecho que promueve la profundidad de los valles.

III. Piedemonte

En esta unidad, la profundidad de los valles es < 20 m, los sectores con estas características están localizados al NW, NE, SW y SE. El piedemonte se constituye de acarreos volcánicos, su cercanía al nivel de base local favorece una morfología ligeramente inclinada (< 7°), características que condicionan la disminución de la erosión fluvial en la vertical y propicia el desarrollo de abanicos.

Al SE la profundidad de los valles es de 40 m; este hecho se explica a partir de la existencia de un sustrato que favorece el trabajo fluvial en la vertical. De manera particular, los depósitos de avalancha de escombros provenientes de los *Pies*.

IV. Planicie

Estos terrenos son los más deprimidos y representan el nivel de base local. La dinámica que prevalece en estos territorios es la acumulación sobre la erosión; este hecho se observa en un reducido número de barrancos cuya profundidad es menor a 10 m. La morfología en todos los casos es subhorizontal o ligeramente ondulada y la inclinación es homogénea ($< 5^\circ$).

Los cauces que existen en las planicies son escasos, al oriente (Puebla-Tlaxcala) pertenecen a la cuenca alta del río Atoyac. Todos ellos no superan los 5 metros de profundidad y en la mayoría de los casos, sus trayectorias han sido modificadas con fines agrícolas o de construcción. En la cuenca de México, la mayor parte de los escurrimientos han sido entubados e integrados al abastecimiento de agua potable para la capital del país; no obstante, se reconocen en la zona de estudio el Tlalmanalco, Amecameca y Tomacoco. Estos ríos son de temporal y han definido barrancos poco profundos (< 5 m).

VI. Sierra Monogenética (Chichinautzin)

En esta región se observa una zonificación en el trabajo erosivo de los ríos en dos sectores (N y S). El primero se asocia con la existencia de cinco conos de escoria recientes, en este territorio, la inclinación del terreno varía entre 30° y 35° , esta característica es la que favorece la remoción de detritos volcánicos hacia las partes bajas y crea barrancos con una profundidad < 20 m.

En el sector sur ocurre lo contrario, los ríos no son representativos y los que existen se localizan en los contactos entre flujos de lava. El tipo de sustrato (lavas recientes) favorece la filtración sobre el escurrimiento de las aguas de lluvia, esto explica la existencia de los valores más bajos en el extremo SW (< 5 m).

El mapa de profundidad nos muestra los territorios donde el material es más competente a la erosión en la vertical, este factor tienen un vínculo estrecho con la permeabilidad de la roca, es decir, a menor permeabilidad se favorece el escurrimiento y la posibilidad de desarrollar un valle más profundo. Esta dinámica se magnifica en la medida en que aumente la densidad de estructuras disyuntivas; los contactos también juegan un papel importante en la formación de los valles, al igual que la existencia de una pendiente que permita que el agua tenga la fuerza para remover los materiales a lo largo de su recorrido, como ocurre en el sector distal del piedemonte *volcánico*.

3.5 Energía del Relieve

La energía del relieve se considera un indicador que compara la actividad endógena y exógena; en este sentido, el mapa que se obtiene de este método hace evidente el potencial erosivo del territorio. Esta relación no se obtiene de manera directa, se logra con el análisis cartográfico integral en donde se toma en cuenta la altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección. De esta manera, es posible reconocer áreas potenciales y susceptibles a magnificar procesos fluviales y gravitacionales (Quesada-Román, 2016). En el proceso de integración de la información para su interpretación se suman las características de la litología (competencia a la erosión, permeabilidad del sustrato y arreglo estructural) y la existencia de estructuras disyuntivas (fracturas, fallas y contactos litológicos).

El método de elaboración de este tipo de cartografía consiste en obtener el contraste altitudinal en una superficie determinada, para ello se restó el valor mínimo del máximo en un área de 1 km².

El punto de partida fue el mapa topográfico base (1: 25 000), una vez capturados los datos, se procedió a realizar una interpolación con el software ArcGIS 10, utilizando la herramienta *Natural neighbor*. De esta manera, se obtuvo la distribución espacial de las variaciones de altura, agrupadas en los siguientes rangos: < 140, 140– 280, 280 – 360, 360 – 460 y > 460 m (Fig. 28).

I. Montaña

En esta región, la diferencia altitudinal oscila desde < 140 hasta > 460 m; esta variedad de altura se divide en dos zonas: la primera corresponde a la parte cumbral del CVI, al centro de la zona de estudio; en esta porción el desnivel (> 280 m) es producto de la dinámica efusiva y de la acción glaciaria que estuvo presente en el Pleistoceno-Cuaternario; resultado de ello es la existencia de variadas formas glaciares con morfologías abruptas (circos, aristas, valles glaciares y laderas escarpadas).

La segunda porción se dispone al N de la región; aquí los valores se disponen entre 140 - 280 m y se vinculan con el emplazamiento de flujos de lava extensos; este desnivel corresponde a los escarpes de las coladas, así como a algunos valles glaciares dispuestos en los contactos geomorfológicos. Los índices < 140 m están relacionados con la existencia de formas de relieve específicas como son los llanos volcánicos y los relictos de la caldera de Llano Grande.

II. Piedemonte volcánico

La energía del relieve es heterogénea en la vertiente occidental; los valores varían entre 140 – 460 m. Los índices altos (> 280 m) se relacionan con la sobreposición

de coladas de lava en el sector cercano a la zona de montaña, en esta porción también existe presencia de modelado glaciario, hecho que promovió grandes desniveles en los valles glaciares.

En la vertiente oriental, la distribución de los valores es homogénea (140 – 280 m). En la porción NE y E, la diferencia de alturas se relaciona con el emplazamiento de coladas extensas provenientes de la Serie Somital (Nixon, 1989) y corresponde con los contactos geomorfológicos, así como con los frentes de lava. Por su parte, al SE del Piedemonte *volcánico*, estos valores se vinculan con la presencia de coberturas piroclásticas (flujos y caídas) y a depósitos de colapso (avalancha de escombros) que cubrieron el terreno preexistente y disimularon los desniveles de altura del terreno.

III. Piedemonte

Los valores de energía del relieve característicos de esta unidad son similares en ambas vertientes, mantienen un rango entre < 140 - 280 m. Esta región se considera una zona de transición (planicies aluviales lacustres - piedemonte volcánico) en donde flujos y materiales piroclásticos han mantenido estos terrenos y han suavizado las diferencias de altura a tal grado que no es posible reconocer rasgos que indiquen un relieve preexistente debido a las potentes capas suprayacentes de detritos volcánicos.

Estas condiciones son distintas en el extremo SE de la zona de estudio, en este sitio, el desnivel se vincula con la actividad erosiva fluvial, la cual ha excavado profundos valles en los detritos asociados a la avalancha de escombros de los *Pies* (García-Tenorio, 2002).

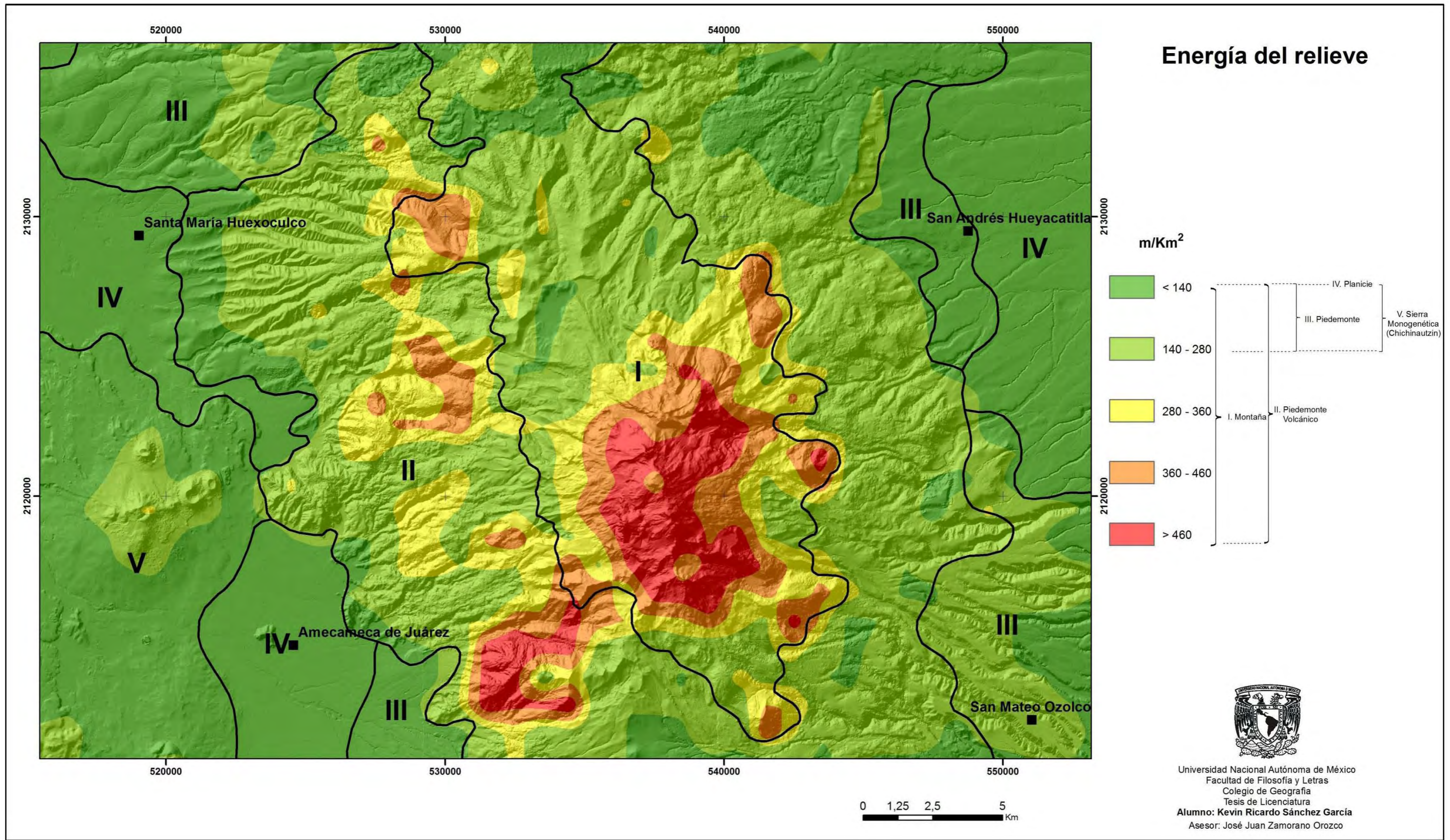


Figura 28. Mapa de energía del relieve; refleja las diferencias de altura y representa una aproximación entre la relación de los procesos endógenos y exógenos.

IV. Planicie

El carácter genético y morfológico de esta superficie no es compatible con este método de análisis morfométrico. Los desniveles que existen están asociados a una incipiente actividad exógena fluvial representada por cárcavas < 10 m. Como una excepción, en la planicie del extremo SW (cuenca de México), se observa interrumpida por un volcán de escorias asociado a la Sierra Chichinautzin y que recibe el nombre de Sacromonte; esta estructura alcanza una altura de 140 m.

V. Sierra Monogenética (Chichinautzin)

Los valores de energía del relieve en este sector están representados por la altura de los conos de escoria, frentes de lava y cubiertas piroclásticas (< 60 – 380 m). Estas condiciones son características de la porción centro-norte de esta unidad, en donde es posible distinguir un lineamiento E-W de por lo menos cinco volcanes de escoria, también es posible observar frentes de lava sencillos y en gradería; estos últimos, asociados a sobreposición de coladas.

El mapa de energía del relieve hace evidente la importancia de los procesos endógenos en este territorio. Los desniveles más sobresalientes se explican por la acumulación de materiales volcánicos. Por otro lado, los valores altos se concentran en la zona de montaña y en algunos casos, en el piedemonte *volcánico*. Hay que mencionar que existen diferencias de altura relativa que se asocia con una génesis exógena; en particular, circos y valles glaciares que alcanza alturas considerables.

3.6 Zonificación de procesos exógenos: consideraciones finales

Los resultados del análisis morfométrico permitieron entender la relación que existe entre la génesis, la morfología y la dinámica del relieve. A partir de los mapas morfométricos fue posible determinar la espacialidad de los factores mencionados. Para analizar en conjunto todas las variables se realizó otro mapa, en donde se sobrepusieron tres de los cinco índices (densidad y profundidad de la disección y energía del relieve).

Para elaborar este mapa fue necesario reclasificar los rangos del conjunto en tres (alto, medio bajo). De esta manera, se sobrepusieron los valores máximos y mínimos con la herramienta *Union* del software ArcGIS 10 para obtener el mapa en donde se hace evidente la espacialidad de los procesos exógenos predominantes y hacer evidente las zonas más activas (Fig. 29).

El mapa muestra tonos cálidos y fríos; los primeros representan la sobreposición de los valores máximos; los cuales están vinculados a la predominancia de procesos erosivos. Por su parte, los tonos fríos hacen referencia a la unión de los valores mínimos; estos corresponden a los procesos acumulativos. En ambos casos se hizo una clasificación de acuerdo a su intensidad en máxima, moderada y baja, las cuales se explicarán a continuación.

Procesos erosivos

Máxima. Estas áreas se deben a la conjunción de las tres variables morfométricas; indican las zonas donde la erosión, en este caso fluvial-gravitacional, es más intensa debido a que existen las condiciones propicias para ello; sustrato competente a la erosión, inclinación y tiempo de exposición a los agentes modeladores. Estas zonas se ubican en el piedemonte volcánico de la vertiente occidental (cuenca de México), y se ven favorecidas porque, en su mayoría, se trata de contactos geomorfológicos.

Moderada. Resultan de la sobreposición de dos variables, en este caso, existen dos tipos de procesos; el glaciar-fluvioglacial y el fluvial. El primero se localiza en la zona de montaña y en el límite entre esta unidad y el piedemonte volcánico; esto se debe a los grandes desniveles altitudinales creados por el emplazamiento de grandes masas de hielo durante épocas pasadas (20 000 años AP), las cuales dejaron a su paso valles y laderas abruptas con modelado glaciar; a su vez, la desaparición de estos cuerpos gélidos ha promovido la escorrentía por deshielo que, sumado a las pendientes $> 30^\circ$ han provocado una ligera erosión fluvial-gravitacional (erosión-depósito) en el fondo de los valles.

Por su parte, los procesos fluviales se localizan cercanos al nivel de base local, distribuidos de manera paralela a las cuencas de captación. Esta erosión se favorece, en la porción NW y SE, por el emplazamiento de potentes capas piroclásticas fáciles de remover, lo que produce una densa red fluvial con valles profundos; sin embargo, en las regiones NE y SW, se debe a la presencia de múltiples contactos geomorfológicos que promueven la profundización de los ríos, ya que la litología en esta zona no favorece el desarrollo del drenaje.

Baja. En este caso, las áreas que están representadas sólo cuentan con la presencia de un índice morfométrico. La espacialidad de esta categoría se divide en dos zonas. La primera se encuentra en la montaña; en esta región existe un desnivel altitudinal muy marcado (> 300 m) debido a la acumulación de materiales volcánicos (lavas y piroclastos), sin embargo, estos presentan una gran resistencia a los agentes erosivos, hecho por el cual no se ve reflejado un alto modelado en sus laderas; no obstante, es una superficie potencial para la ocurrencia de erosión gravitacional gracias a la fuerte inclinación que existe en estos sitios.

Por otro lado, la segunda zona donde se observa una baja erosión se encuentra en el Piedemonte; se ubica muy cercana al nivel de base local y representa la zona de transición entre la planicie y la montaña. En esta porción el proceso

erosión-acumulación tiende a estabilizarse, sin embargo, existe un ligero predominio erosivo debido a que existe una inclinación y una cobertura piroclástica suficiente como para que continúe la incisión de las corrientes fluviales.

Procesos acumulativos

Máximos. En esta zona se juntan los valores mínimos de las tres variables morfométricas. Se trata de superficies subhorizontales que representan el nivel de base local, se caracterizan por ser homogéneas en morfología, inclinación y litología. En la vertiente occidental queda representada por el extremo SE de la cuenca de México, mientras que en la oriental corresponde a la cuenca alta del río Atoyac. Hay que mencionar que existe un alveolo en el centro del área de estudio que pertenece al fondo caldérico conocido como Llano Grande; debido a su morfología e inclinación, esta zona es propensa a presentar una gran acumulación de detritos provenientes de las laderas más altas.

Moderada. Estas áreas corresponden a la conjunción de dos índices, se localizan en el límite con el nivel de base local y se caracterizan por presentar una morfología de planicies ligeramente inclinadas a manera de rampas, las cuales representan la desembocadura de las corrientes fluviales provenientes de las laderas montañosas, ubicándose en las partes proximales de los abanicos aluviales.

Baja. Son zonas donde sólo predomina una variable morfométrica; aquí tiende a equilibrarse el proceso erosión-acumulación; sin embargo, existe un ligero predominio de la sedimentación. Se localizan en el piedemonte y quedan representadas por laderas distales ligeramente inclinadas con una cobertura piroclástica poco potente, sobre las cuales las corrientes fluviales comienzan a depositar los detritos volcánicos debido a la poca fuerza con la que descienden gracias a la poca inclinación que existe.

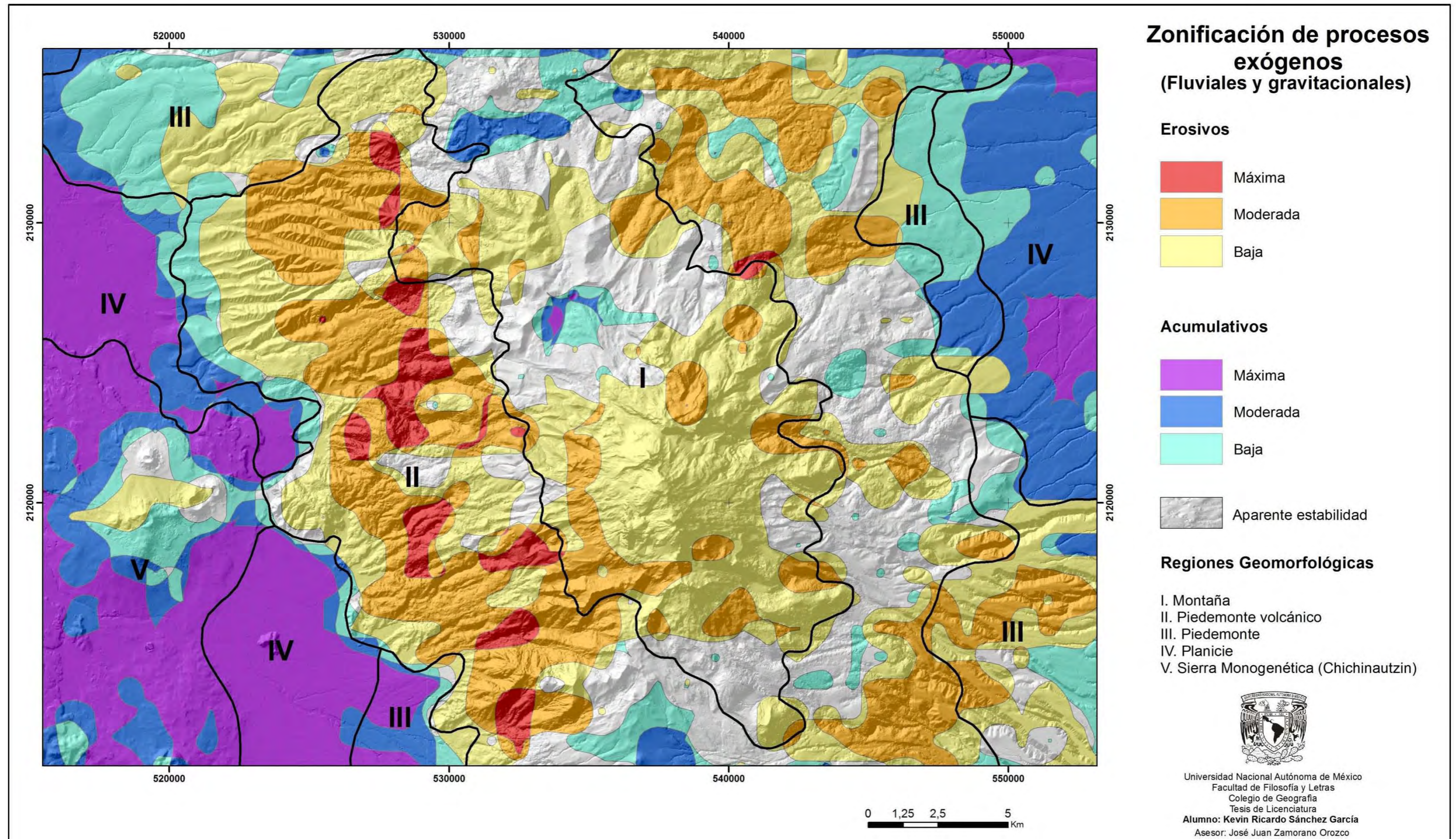


Figura 29. Mapa de zonificación de procesos exógenos. Se observa que los procesos erosivos se concentran en el centro del área de estudio; por su lado los procesos de acumulación se distribuyen en los extremos oriental y occidental, en paralelo a las cuencas de captación.

CAPÍTULO IV. GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología estudia el relieve de acuerdo a su morfología, génesis, dinámica y edad. Los resultados de este análisis se presentan en mapas especializados, los cuales determinarán la espacialidad de las formas del relieve y los procesos que definen su aspecto, elementos que tienen un fuerte vínculo con el sustrato y su acomodo (Simonov, 1985 y Lugo-Hubp, 1991).

El objetivo de este capítulo es describir el mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl y zonas adyacentes; en este sentido, cabe mencionar que son pocos los trabajos que han tomado en cuenta las características morfológicas y los procesos implicados en la formación del relieve que integran estas estructuras y ninguno lo hace de manera completa. En esta ocasión, el estudio comprende 973 Km², lo que permite analizar de forma completa la sucesión de volcanes compuestos.

Los primeros estudios que abordan el Iztaccíhuatl con una perspectiva geomorfológica son los de White (1962 b) y White y Lorenzo (1968), en ellos se hace una descripción detallada de las barrancas que drenan hacia la cuenca de México y su vínculo con la existencia de hielos en el pasado.

Por su parte, Vázquez-Selem (1985) elaboró la cartografía geomorfológica 1:50,000 de la vertiente oriental de la cuenca Puebla-Tlaxcala, en donde el relieve es clasificado en grupos genéticos, este documento incluye la porción norte de la zona de estudio y se considera uno de los primeros mapas detallados de este sector del país. Por otro lado, el mismo autor, en el año 1991, realizó un trabajo referente a la geomorfología glaciar del volcán Téyotl, así como mencionar los avances glaciares que habían afectado a esta estructura.

Para el 2000, Vázquez-Selem realizó un análisis de la cronología glaciar a partir de la interpretación y datación de depósitos morrénicos (³⁶ Cl), lo que dio como

resultado el reconocimiento de cinco avances glaciares. Andrés de Pablo y colaboradores (2010) analizaron, a partir del registro de temperaturas del suelo por siete años, el permafrost de la porción cumbral del Iztaccíhuatl y tiene como resultado un mapa de su distribución y sus espesores.

Guillen (1996) elaboró un mapa geomorfológico detallado 1:25 000 de la vertiente occidental del Iztaccíhuatl, aquí realizó una clasificación morfogenética del relieve. A diferencia de este, el presente trabajo, además de considerar en su totalidad al complejo volcánico, presenta una mejora en el análisis debido a la mayor cantidad de recursos cartográficos que ayudaron a la interpretación del relieve como son el uso de modelos digitales de alta resolución (LIDAR) e imágenes satelitales, materiales que permitieron alcanzar un mejor nivel en la definición de formas del relieve.

En la elaboración de la cartografía geomorfológica se realizó una base topográfica a escala 1:25 000 con el fin de obtener un mapa detallado en donde los rasgos geomorfológicos estuvieran representados de manera clara. De forma posterior se realizó la interpretación de 76 fotografías aéreas a diferentes escalas (CETENAL, 1971: 1:50 000; CETENAL, 1977: 1:35 000; DGG, 1983: 1:37 000, 1:80 000; INEGI, 1993: 1:75 000); además, se utilizó un modelo de alta resolución (5 metros) obtenido con datos LIDAR (INEGI, 2014) como apoyo para representar algunas formas del relieve, sobre todo en espacios donde era difícil la interpretación de las fotografías o donde no existía cobertura de ellas.

El mapa geomorfológico preliminar (1:35000) resultó de la fotointerpretación y recorridos de campo (Mapa anexo); en el proceso de elaboración fueron clasificadas las formas del relieve identificadas de acuerdo a los criterios de Simonov (1985) y Zamorano (1990).

La clasificación del relieve que se propone está integrada por los siguientes grupos genéticos: Endógeno, Endógeno-modelado y Exógeno; hay que mencionar que el primer grupo incluye las formas volcánicas y sus productos asociados. El segundo agrupa formas endógenas que han sido transformadas por los procesos exógenos y el último rubro hace referencia a morfologías resultado de procesos erosivos y acumulativos.

RELIEVE ENDÓGENO

1 *Volcánico acumulativo*

1.1 Volcanes compuestos

1.1.1 Iztaccíhuatl:

- a) Cabeza
- b) Pecho
- c) Rodilla izquierda
- d) Rodilla derecha
- e) Pies

1.1.2 Téyotl

1.2 Volcanes de lava

1.2.1 Papayo

1.2.2 Volcanes menores:

- a) Cráter cerrado
- b) Cráter abierto
- c) Cima convexa

1.3 Domos

1.4 Coladas de lava asociadas a:

1.4.1 Iztaccíhuatl:

- a) Cabeza
- b) Pecho
- c) Rodilla izquierda
- d) Rodilla derecha

e) Pies

1.4.2 Táyotl

1.4.3 Papayo

1.4.4 Sierra Chichinautzin

1.4.5 Volcanes menores, sepultados o parcialmente sepultados:

a) Tempranas

b) Intermedias-tempranas

c) Intermedias-tardías

d) Tardías

1.5 Formas asociadas a relieve volcánico acumulativo:

1.5.1 Llano volcánico

1.5.2 Frente de lava (escarpe)

1.5.3 Leveé

2 *Volcánico explosivo*

2.1 Destructivo

2.1.1 Cicatriz de colapso

2.2 Constructivo

2.2.1 Conos de escoria

2.2.1.1 Con cráter:

a) Labio

b) Atrio

c) Fondo

2.2.1.2 Boca (*vent*)

2.2.1.3 Sin cráter:

a) Cima convexa

b) Cono adventicio

2.2.2 Rampas piroclásticas

2.2.3 Depósito de avalancha de escombros con morfología:

2.2.3.1 Interfluvios tabulares

2.2.3.2 Laderas escarpadas (valles)

2.2.3.3 Lomeríos (*Hummocks*)

3 *Tectónico*

3.1 Falla lateral con movimiento izquierdo

RELIEVE ENDÓGENO-MODELADO

4 *Volcánico*

4.1 Caldera Llano Grande

4.1.1 Laderas exteriores

4.1.2 Atrio

4.1.3 Fondo

4.1 Volcanes de lava

4.2 Domos

4.3 Volcanes parcialmente sepultados

RELIEVE EXÓGENO

5 *Erosivo Fluvial*

5.1 Valles:

5.1.1 < 20 m

5.1.2 > 20 m

6 *Acumulativo Fluvial*

6.1 Valles de fondo plano

6.2 Abanicos aluviales

6.3 Planicie

7 *Erosivo glacial*

7.1 Circos:

7.1.1 Continuos

7.1.2 Discontinuos

7.2 Laderas con modelado glacial

7.3 Crestas con morfología:

7.3.1 Aguda

7.3.2 Convexa

7.4 Escalón glaciar

8 *Acumulativo glaciar*

8.1 Depósitos morrénicos:

8.1.1 Cordones

8.1.2 De fondo

8.1.3 Masivos

9 *Periglaciar*

9.1 Glaciares rocosos

9.2 Protalus rampart

RELIEVE ANTRÓPICO

10 Minas a cielo abierto

SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Contactos

a) Reales

b) Inferidos

Posición altitudinal relativa

RELIEVE ENDÓGENO

Comprende las formas del relieve que tienen su origen en la dinámica interna de la Tierra (magmatismo y tectonismo), estas conservan su morfología original debido a que se trata de estructuras recientes. Hay que destacar que en el área de estudio existe un predominio de procesos volcánicos; por lo tanto, las estructuras estarán enmarcadas bajo esta dinámica.

1. *Volcánico Acumulativo*

En este apartado se concentran las formas del relieve que se originan 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 Iztaccíhuatl se caracteriza por presentar diversas composiciones en sus productos, lo que da como resultado una gran variedad de formas de relieve, entre los que destacan, volcanes compuestos, volcanes de lava, domos y coladas de lava.

1.1 Volcanes compuestos

Son aquellos edificios que se construyen en varias etapas de actividad, en las cuales se intercalan diversos materiales volcánicos (coladas de lava y flujos piroclásticos) 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 acumulación de grandes volúmenes de materiales en periodos largos de tiempo, en algunas ocasiones presentan volcanes adventicios en sus flancos.

En el área de estudio se reconocieron dos unidades, el Iztaccíhuatl y el Téyotl; por sus dimensiones, representan las estructuras más importantes del complejo volcánico; estos edificios se disponen en una orientación preferencial N-S.

1.1.1 Iztaccíhuatl

Esta estructura está integrada por cinco volcanes compuestos que siguen una orientación NNW-SSE (Cabeza, Pecho, Rodillas, Pies (Fig. 30). Se formaron a partir de la acumulación de coladas de lava de composición andesítica-dacítica,

así como por la sobreposición de flujos piroclásticos hasta alcanzar una altitud que sobrepasa los 5000 msnm.



Figura 30. Ladera occidental del Iztaccíhuatl, se observan los cinco volcanes compuestos que conforman la estructura, dando el perfil de una mujer recostada (Diciembre, 2017).

Por su altitud, el Iztaccíhuatl ha estado bajo la influencia de al menos cinco eventos glaciares; que dejaron rasgos erosivos y acumulativos. Los primeros han generado circos, paredes francas, valles en *U* y graderías (*escalones*), en todos ellos, la constante es la existencia de pendientes álgidas, el segundo grupo está representado por morrenas que adoptan variadas morfologías, rampas coluviales asociadas a procesos de gelifracción, *protalus rampart* y glaciares rocosos.

Para una mejor interpretación de la estructura, se decidió separar cada uno de los edificios que los componen; Cabeza, Pecho, Rodilla izquierda, Rodilla Derecha y Pies (Fig. 31), los cuales se analizan a continuación:

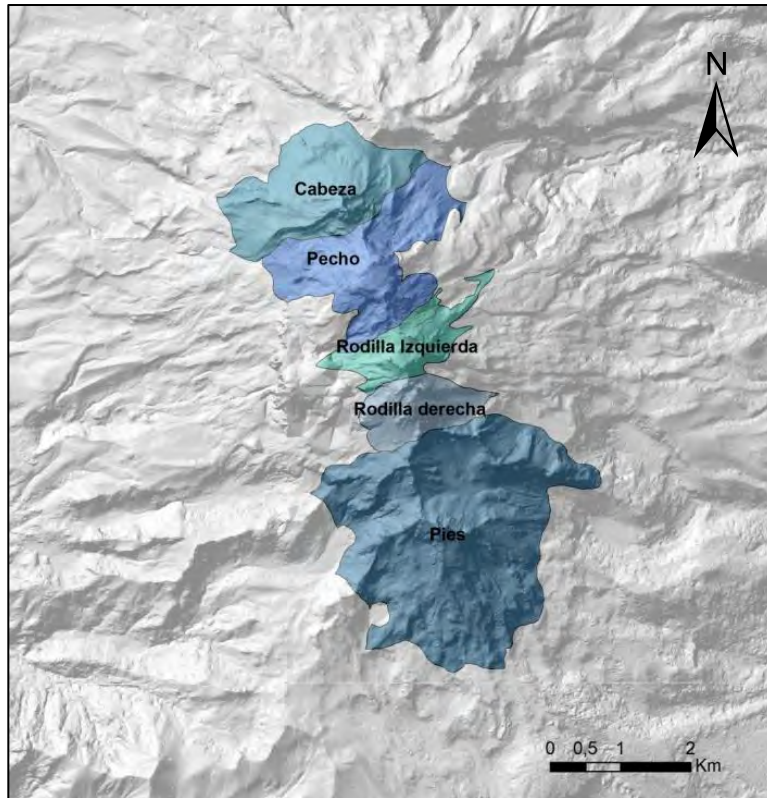


Figura 31. Los edificios que componen el Iztaccíhuatl se encuentran alineados en una dirección preferencial NNE-SSW.

a) Cabeza

Es la estructura más septentrional del Iztaccíhuatl; presenta una morfología bien definida a manera de cono, coronado por una cima convexa. Se eleva hasta alcanzar los 5140 msnm, representa el segundo edificio más alto del complejo volcánico, cubre un área de 3.17 Km². No presenta una disección fluvial muy intensa debido a que ha estado más tiempo bajo la influencia de procesos glaciares gracias a su altitud, lo que provoca que sus laderas estén fuertemente inclinadas.

b) Pecho

Corresponde al edificio de mayor tamaño en el Iztaccíhuatl, se emplaza en el centro de la unidad a manera de cono truncado; presenta un cráter en su cima, el cual se encuentra cubierto y relleno por una masa de hielo. Esta estructura se eleva hasta los 5286 msnm y cubre un área de 3.3 Km². A pesar de haber estado cubierta por un potente manto de nieve, todavía es posible observar su morfología original, sin embargo presenta pendientes muy pronunciadas en algunas de sus laderas ocasionadas por la erosión glaciar (Fig. 32).

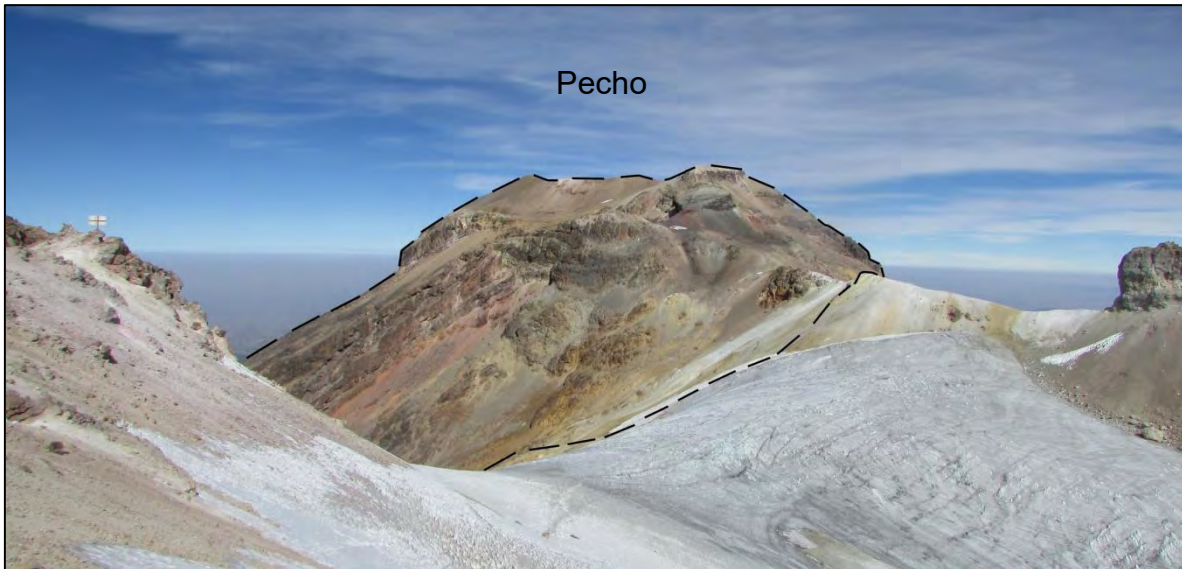


Figura 32. Al centro se observa el edificio conocido como el *Pecho*, presenta una morfología de cono truncado y muestra un intenso modelado glaciar en sus laderas (Diciembre, 2017).

c) Rodilla izquierda

Presenta una morfología cónica dispuesta de manera simétrica. Se eleva hasta los 5100 msnm y ocupa un área de 1.33 Km². Sus laderas se muestran muy erosionadas por la acción de los glaciares y en particular por la gelifracción. Las laderas son francas intensamente fracturadas y en algunos sectores están cubiertas por mantos coluviales (Fig. 33).

d) Rodilla derecha

Este volcán tiene una forma de cono truncado y en campo se puede observar la presencia de un cráter que se encuentra abierto hacia el E. El edificio se alza hasta los 5040 m de altitud y cubre un área de 1.29 Km². Su morfología es el resultado de una actividad glaciaria intensa (Fig. 33).

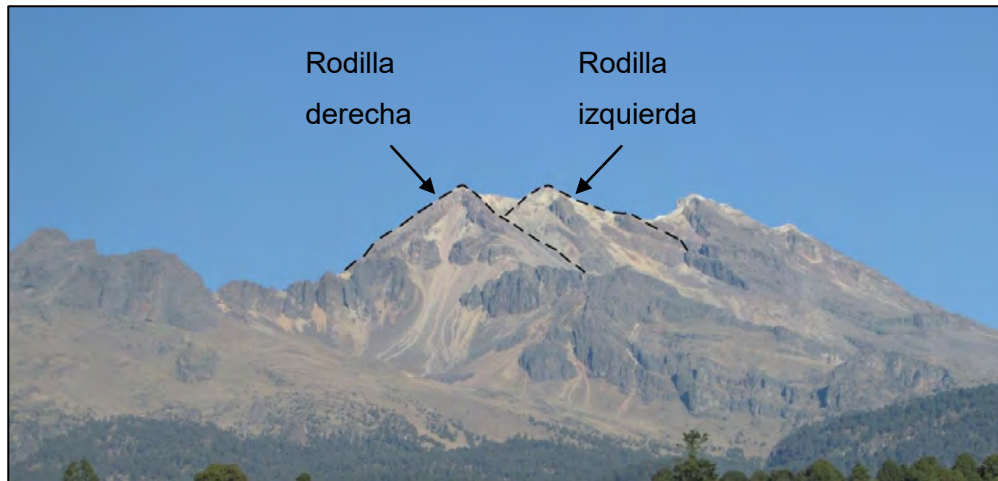


Figura 33. Flanco suroriental del Iztaccíhuatl; se muestran los límites entre los edificios Rodilla Izquierda y Rodilla derecha. Su morfología cónica aún se conserva (Diciembre, 2017).

e) Pies

Esta estructura se localiza en el extremo sur del Iztaccíhuatl, su morfología no es la típica de un volcán (cono truncado); presentó un estilo eruptivo violento que provocó el colapso de la mayor parte del edificio (tipo Santa Helena), el sector afectado fue el flanco SE.

Como evidencia de lo anterior, se formó un cráter en forma de herradura abierto hacia el SE. Además, quedó un edificio relicto que se eleva 4700 msnm conocido como Amacuilécatl (Fig. 34). Hay que destacar que de todos los volcanes que componen el Iztaccíhuatl este es el que presenta mayor erosión glaciaria; sus laderas están intensamente modeladas y se pueden observar varios circos glaciares que rodean la estructura. El área total de lo que se conoce como los Pies consta de 9.01 Km².



Figura 34. Ladera occidental del edificio de los Pies, se encuentra delimitada la estructura relicto conocida como Amacuilécatl (Diciembre, 2017).

1.1.2 Téyotl

Es una estructura que presenta una base semicircular y que su cima está modificada por la acción glaciaria, de tal manera que se encuentra fragmentada en pequeñas superficies convexas. Este edificio se localiza al norte del Iztaccíhuatl (Cabeza), emplazándose sobre los productos de este volcán (Fig. 35). Se formó a partir de la acumulación de flujos de lava viscosos y de gran espesor que tienen una composición dacítica, elevándose hasta los 4480 msnm. Este edificio se considera como la culminación de la construcción del Complejo Volcánico.

Por su altitud, esta estructura presenta evidencia de tres eventos glaciares (Vázquez-Selem, 1991), los cuales modelaron las laderas del edificio, y dejaron a su paso circos, paredes francas y valles en *U*, así como variados depósitos morrénicos, glaciares rocosos y *protalus rampart*.

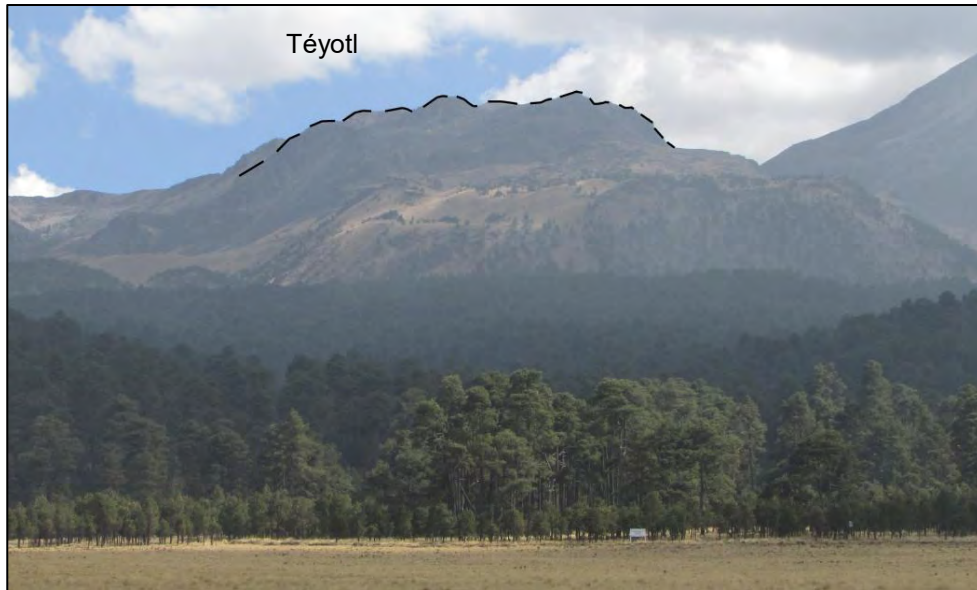


Figura 35. Ladera noroccidental del volcán Téyotl vista desde Llano Grande. Muestra una base amplia y se observa en su cima pequeñas estructuras convexas creadas por la erosión glaciaria (Diciembre, 2017).

1.2 Volcanes de lava

Se refiere a estructuras que presentan, por lo regular, un morfología de cono que puede variar en tamaño y geometría; se forman a partir de la acumulación sucesiva de flujos de lava emitidos alrededor de un foco eruptivo. Las variaciones que estos edificios presentan se deben a factores como la composición de la lava (básica, intermedia o ácida), el terreno subyacente sobre el cual se emplaza el material y la cantidad de emisiones que le dieron forma.

Estas estructuras se caracterizan por conservar su morfología original, no se han visto afectados por los procesos erosivos. Dentro del área de estudio no se observa un arreglo aparente en estos edificios, se distribuyen en la parte distal del *pie demonte volcánico*, donde la acción glaciaria no alcanzó a modelar sus laderas.

Se decidió clasificarlos en dos incisos, en el primero quedó representado el volcán Papayo, la estructura más joven del complejo volcánico, mientras que en el segundo grupo se encuentran todos aquellos edificios que se consideraron como volcanes menores:

1.2.1 Papayo

Se trata de un edificio con morfología de cono truncado de aproximadamente 230 m de altura desde su base, el cual se encuentra coronado por una cima convexa (Gordillo, 2018). Este volcán se formó a partir del apilamiento de varios flujos de lava de composición dacítica; Nixon (1989) estima que tiene una edad aproximada de 0.012 Ma, la cual fue inferida debido a que sus coladas de lava son más recientes que los depósitos morrénicos que se ubican a 3500 msnm (avance Hueyatlaco-2 de acuerdo con Vázquez-Selem, 2000), esto hace que conserve su morfología original.

El volcán Papayo se ubica en la porción norte de la zona de estudio, este edificio es considerado por Macías *et al.* (2012), como un límite estructural y de diferenciación de magmas entre el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl y el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón, de ahí la importancia de haberlo tomado en cuenta como una estructura individual, ya que representa la frontera septentrional del CVI (Fig. 36).

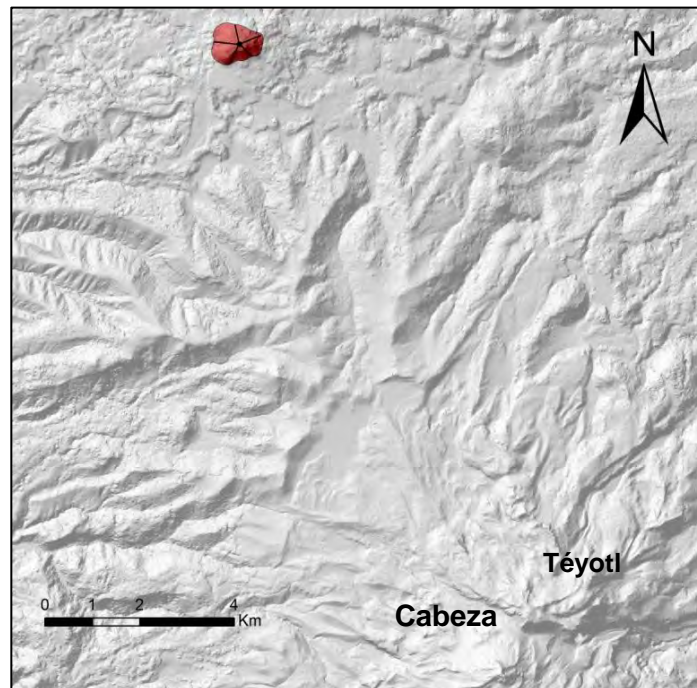


Figura 36. El volcán Papayo es la estructura más joven del CVI, representa el límite estructural entre la Sierra Nevada y la Sierra de Río Frío.

a) Cráter cerrado:

Esta característica morfológica solo se observa en un volcán conocido como *cerro Zacaltepec*, el cual presenta una morfología de cono truncado y se ubica en el margen occidental de la caldera Llano Grande. Se dispone de manera asimétrica, presenta una elongación hacia el oeste en dirección de la inclinación de la ladera.

El cráter indica un periodo de actividad explosiva; el hecho de que aún conserve esta morfología, refleja una edad relativa reciente; además, es posible observar todos sus rasgos primarios (labio, atrio y fondo). Se infiere que se desarrolló posterior al evento glacial de Nexcoalango ~ 195 000 AP (Vázquez-Selem y Heine, 2004) ya que se encuentra por encima de sus depósitos morrénicos; por esta razón no muestra algún tipo de modelado glacial. Esta estructura presenta un diámetro de 1.2 Km y una altura de 380 m desde su base (Fig. 37).

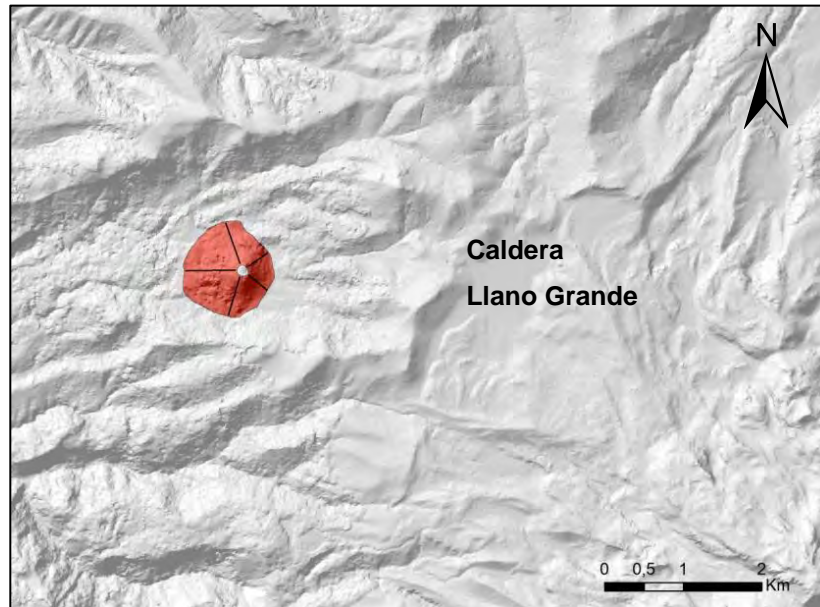


Figura 37. El volcán Zacaltepec es una estructura reciente que conserva su morfología de cono truncado; se localiza al NW de Llano Grande.

b) Cráter 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 cuatro estructuras de este tipo, la altura del menor es de 120 y del mayor es 140 m, el diámetro varía de 400 hasta los 620 m. La mayoría de ellas se localizan sobre la vertiente occidental y una en el extremo norte de la zona de estudio (Figura 38). Estos edificios se caracterizan por estar parcialmente sepultados por volcanes más recientes en la dirección del colapso del cráter; esto se puede interpretar como un constante aporte de lava que permitió la construcción de una nueva estructura sobre el flanco más débil.

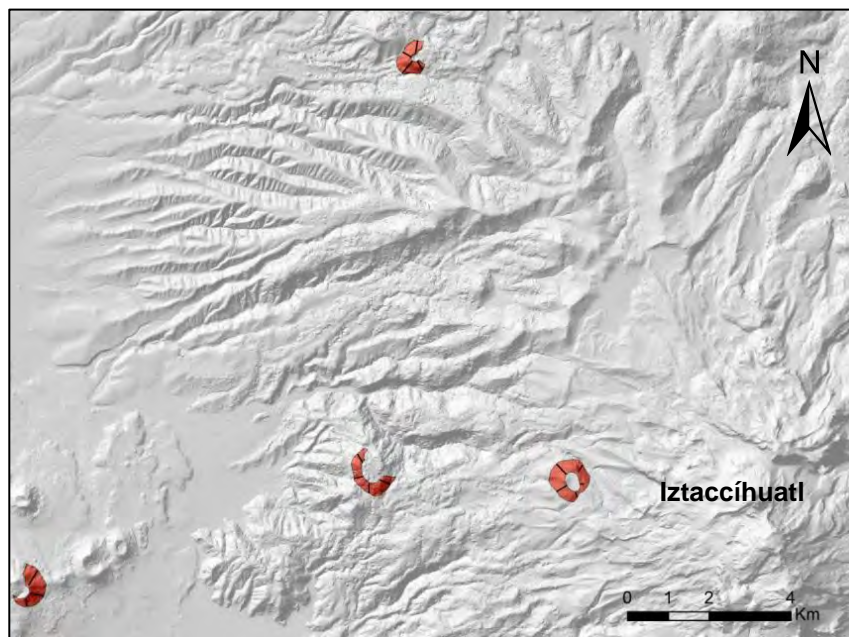


Figura 38. Los volcanes de lava con cráter abierto se localizan en la vertiente occidental del CVI, su génesis se relaciona con el colapso de un flanco debido a una constante emisión de lava.

c) Cima convexa:

La ausencia de cráter es la principal característica de estas estructuras; esto se puede interpretar a partir de un relleno que realizaron las lavas en el momento en que fluían, las cuales obstruyeron el conducto principal. Existen seis edificios de este tipo, los cuales no presentan un arreglo aparente y se distribuyen de manera heterogénea a lo largo de la zona de estudio, cinco de ellos se localizan en la vertiente occidental, mientras que en la ladera oriental se ubica un solo edificio, el cual tiene la característica de ser el de mayor tamaño. Presentan un diámetro de 600 m a 1.2 Km, además de una altura que varía entre 180 y 300 m (Fig. 39).

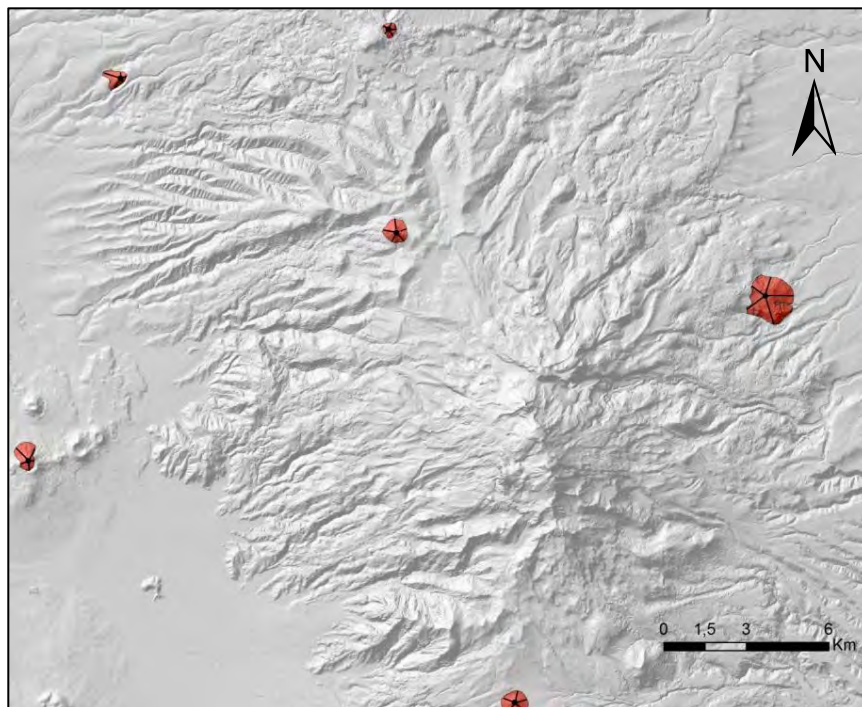


Figura 39. Los volcanes de lava se presentan sin ningún arreglo aparente, conservan todos sus rasgos morfológicos primarios, por lo que se deduce que tienen una edad reciente.

1.3 Domos

Se trata de estructuras volcánicas con dimensiones y geometría variables; por lo regular presentan una morfología de cúpula que puede llegar a ser simétrica o asimétrica, esta característica depende de las condiciones físico-químicas de las

lavas que las conforman (temperatura y viscosidad), así como de la disposición del relieve preexistente (inclinación del terreno) (Scarth, 1994). Su origen se debe a la acumulación continua de flujos de lava viscosos, cortos, de gran espesor y de baja temperatura (Shmincke, 2004).

Se reconocieron doce estructuras dómicas que presentan una morfología de cúpula con cima convexa y simétricas (Fig. 40). Se encuentran distribuidas de manera preferencia en la vertiente oriental, aquí se observa una alineación NW-SE en la porción norte del área de estudio; este hecho puede indicar la presencia de un plano de debilidad cortical en esta área (Fig. 41). Presentan una altura que varía entre los 120 y 240 m, mientras que el diámetro de su base oscila entre 800 m a 2 km en su eje mayor. Todas presentan su forma original y los rasgos de erosión fluvial existentes son escasos, lo que indica que se trata de estructuras de relativa juventud.



Figura 40. Volcán Ocotepéc es un domo con morfología de cúpula y se localiza al oriente del Iztaccíhuatl (Diciembre, 2017).

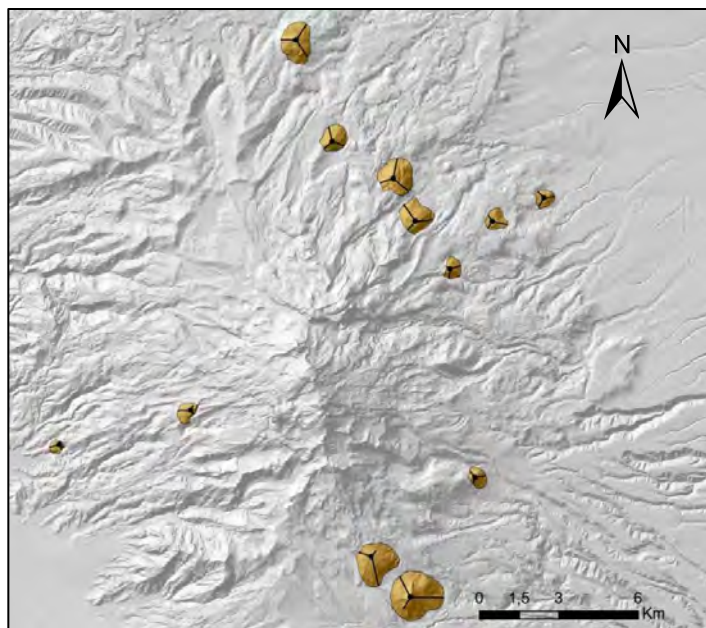


Figura 41. Los domos se concentran en la vertiente oriental; se presentan en dirección NW-SE en el sector norte, lo que hace pensar la existencia de un arreglo disyuntivo ortogonal.

1.4 Coladas de lava asociadas a: Iztaccíhuatl, Téyotl, Papayo, Sierra Chichinautzin y Volcanes menores, sepultados o parcialmente sepultados.

Las coladas de lava se desplazan ladera abajo por influencia de la gravedad (inclinación del terreno). Al solidificarse los flujos adquieren morfologías lobulares, tabulares y con longitud y espesor variable. Estas características dependen de los componentes físico-químicos de las lavas (composición, viscosidad y temperatura), así como las del relieve preexistente donde se emplazan (Harris y Rowland, 2015).

En este estudio se presentan dos clasificaciones; en la primera se agrupan los flujos que tuvieron como puntos de emisión las estructuras más importantes que conforman el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (Cabeza, Pecho, Rodillas, Pies y Téyotl), así como los referentes al volcán Papayo y los que provienen del campo monogenético de la Sierra Chichinautzin.

La segunda clasificación se refiere a los flujos de lava que pertenecen a todos aquellas estructuras consideradas menores, tales como volcanes de lava, domos y volcanes sepultados y parcialmente sepultados; en este rubro se tomó en cuenta el nivel altitudinal relativo de un conjunto de coladas que se disponen alrededor de la estructura principal, concentrándolas en cuatro etapas; cada una de ellas corresponde a un periodo eruptivo del complejo volcánico, así, las coladas inferiores indican una edad relativa más antigua que las que se encuentran por encima de ellas, por lo que quedaron de la siguiente manera: Tempranas, Intermedias-tempranas, Intermedias-tardías y Tardías.

En conjunto, todas las coladas de lava ocupan un área total de 630.39 Km² dentro del área de estudio.

1.4.1 Iztaccíhuatl

Las coladas de lava que surgieron del Iztaccíhuatl son de composición andesítica-dacítica; esta característica hace que sean bastante fluidas, hecho que promueve una morfología lobular en la mayoría de ellas. Al desplazarse sobre una superficie heterogénea, los flujos se encontraron con distintos obstáculos que frenaron su avance, razón por la cual no presentan una longitud mayor y lo que promueve una morfología escalonada.

Los flujos emitidos por esta estructura llegan a una altitud que varía entre 3200 y 3400 msnm, este hecho favoreció la erosión glacial sobre la fluvial, razón por la cual no es posible observar sus rasgos primarios, incluso, en algunas coladas se pueden encontrar evidencias de este proceso ya que su superficie convexa-ligeramente inclinada promovió el emplazamiento de algunos cordones morrénicos encima de ellas; no obstante, en algunas lavas fue posible distinguir escarpes litológicos (frentes de lava) que incrementaron su inclinación gracias a procesos de gelifracción. Los procesos fluviales son incipientes en estas morfologías y los

que existen se ubican solamente en los contactos geomorfológicos, es decir entre flujos de lava.

Las coladas de lava en conjunto se disponen de manera radial y se explicarán de acuerdo al foco de emisión que les dio origen. La Figura 42 muestra en tonos de azul la distribución de los flujos de lava de acuerdo a las principales estructuras que conforman el Iztaccíhuatl.

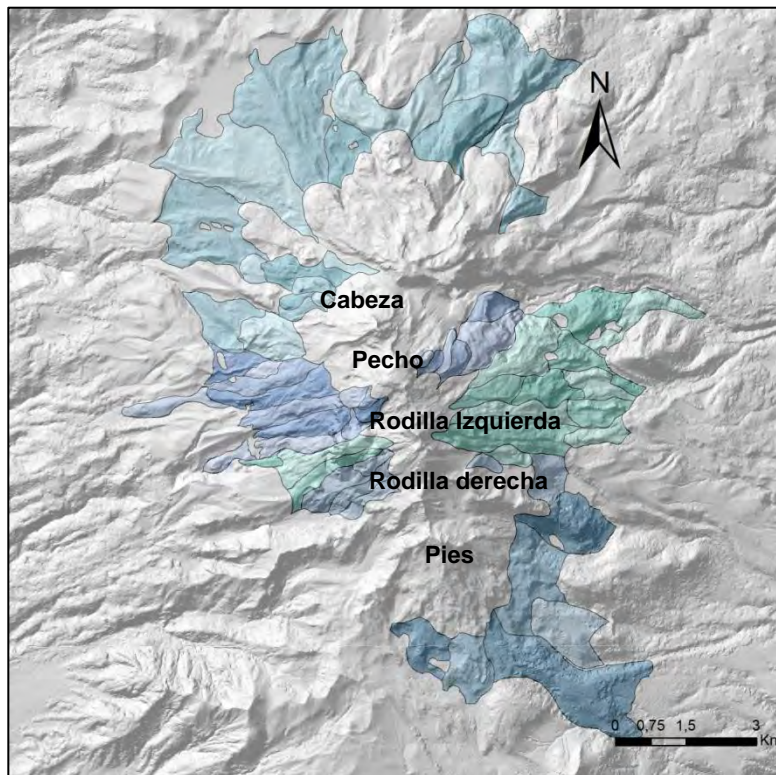


Figura. 42. Flujos de lava asociados a las principales estructuras del Iztaccíhuatl; corresponden a las emisiones más tardías y su morfología en la mayoría de los casos está modificada por la acción glaciar.

a) Cabeza

Las coladas de lava que surgieron de esta estructura se distribuyeron hacia el norte y se han dividido en dos grupos: los distales y los proximales. Los primeros fluyeron de tal manera que rellenaron parte de la caldera Llano Grande, estructura que detuvo su avance y condicionó su morfología lobular. Su inclinación general

es $< 15^\circ$ y es homogénea, característica que se vio favorecida ya que se movieron a través del fondo caldérico, el cual presentaba una superficie subhorizontal.

Estos flujos son los más extensos de todo el Iztaccíhuatl; alcanzaron cerca de 5 Km de longitud. Presentan evidencia de modelado glaciario; sobre sus superficies se observan algunas morrenas pertenecientes al avance Hueyatenco-2 a 3 500 msnm (Vázquez-Selem, 2000). Sus frentes miden en promedio 100 m de altura y tienen una inclinación $< 20^\circ$, la cual se ha incrementado debido a la erosión por parte de los procesos glaciares y periglaciares.

La zona proximal se caracteriza por presentar flujos de corta longitud (500 m en promedio) que se disponen de forma escalonada. Presentan escarpes pronunciados ($> 30^\circ$) con alturas que sobrepasan los 120 m.

Estas lavas representan el basamento en el cual se emplazó el volcán Téyotl, sin embargo el área que se tomó en cuenta sólo comprende las coladas que son visibles en el mapa. En conjunto cubren un área de 25.01 Km^2 , lo que representa casi la mitad de la superficie que abarcaron todas las lavas del Iztaccíhuatl.

b) Pecho

Los flujos de lava pertenecientes al Pecho se disponen en dos direcciones: este y oeste. Los primeros son cortos (1.5 Km en promedio), en algunos casos sinuosos y se presentan a manera de gradería; se encuentran sobrepuestos unos con otros con una morfología escalonada (Fig. 43). Su inclinación general varía entre 30° y 35° y sus escarpes tienen una altura de 120 m y una pendiente de casi 45° . Sobre estas coladas se ha encontrado evidencia de algunas morrenas a manera de pequeños arcos, así como depósitos morrénicos de fondo.

Por su parte, los que fluyeron hacia el oeste son más numerosos. Estos presentan mayor longitud y mayor amplitud, son flujos que alcanzaron a recorrer hasta 4 Km

de longitud. Debido a la influencia de los glaciares, fue difícil delimitar estas unidades ya que la erosión ha borrado sus rasgos primarios y homogeneizado su inclinación. No es posible observar desniveles importantes en sus frentes y los que existen no sobrepasan los 40 m de altura. En total cubren un área de 7.81 Km².



Figura 43. Los flujos que lava del Pecho que fluyeron hacia la vertiente oriental se disponen de forma escalonada a manera de gradería (Diciembre, 2017).

c) Rodilla izquierda

La distribución de estos flujos fue al este y al oeste y presentan en conjunto un área de 12.06 Km²; los primeros presentan mayor longitud y cubren más área. Son lavas que tienen en su mayoría, una morfología tabular; sin embargo, la más larga adopta una forma de lóbulo y desciende hasta los 3200 msnm, rodea un volcán de lava por su flanco norte. Hay que destacar que esta unidad es la que menor altitud alcanzó, razón por la cual se encuentra coronada por una morrena perteneciente al avance Hueyatenco-2 (Vázquez-Selem, 2000). La erosión glacial en esta porción fue tal que ha borrado los rasgos originales de algunos flujos, dejando a su paso amplios circos con escalones glaciares en su fondo.

La ladera occidental consta de dos flujos de lava sobrepuestos, presentan una morfología tabular y tienen una extensión aproximada de 2 Km de longitud. Estas coladas se vieron obstaculizadas por un antiguo volcán de lava que impidió que siguieran descendiendo sobre la ladera. Sus frentes tienen una inclinación que no sobrepasan los 45° y son < 20 m, características que sólo son perceptibles en campo (Fig. 44).



Figura 44. Frente de una colada de lava perteneciente a la Rodilla izquierda que fluyó hacia la vertiente occidental; presenta un escarpe que no rebasa los 20 m de altura y su inclinación no es mayor a 45° (Diciembre, 2017).

d) Rodilla derecha

Las lavas de esta unidad fluyen hacia las vertientes poniente y oriente, en conjunto cubren un área total de 2.53 Km^2 . En el primer caso, las de la cuenca de México, se emplazan tres flujos de morfología tabular alargada; en promedio alcanzan 1.7 Km de longitud y en su trayecto se sobreponen entre sí. La inclinación predominante es $< 30^\circ$ y, como característica, no presentan escarpes debido a que han sido modelados por la acción glacial.

En la vertiente oriental se emplazaron dos coladas, la primera se trata de una pequeña lava de morfología lobular que se extiende 650 m desde la base del cono. La segunda corresponde a un flujo que no presenta una morfología típica,

esto se debe a que ha sido cubierta por lavas más recientes provenientes de la Rodilla izquierda, otro aspecto que dificulta su caracterización es su emplazamiento en el interior de un circo glaciar, en donde la erosión ha sido de mayor intensidad y por tanto ha perdido la morfología primaria de las corrientes de lava.

e) Pies

Las coladas del edificio de los Pies fluyeron hacia el S y SE del Iztaccíhuatl, cubren un área de 11.03 Km². Se trata de flujos cortos (900 m en promedio), amplios y de espesor considerable; no se observa la típica morfología tabular debido al modelado glaciar, responsable de excavar circos y escalones, ambas formas asociadas a la acumulación y el movimiento del hielo.

Por otro lado, existe una lava que se dispone a manera de lóbulo y que se extiende por casi 4 Km de longitud, esta colada representa la de mayor tamaño proveniente de este edificio. El modelado glaciar que existe en esta unidad sigue el dibujo de las laderas, incluso su superficie más alta funciona como cresta que divide dos circos.

1.4.2 Téyotl

Las lavas que surgieron del volcán Téyotl se distribuyen hacia el norte del Iztaccíhuatl, sobreyaciendo las del edificio de la Cabeza, cubriendo gran parte de ellas. Estas coladas son de composición dacítica, razón por la cual presentan una alta viscosidad, lo que provocó que fluyeran de manera lenta y no alcanzaran largas distancias (2.5 Km en promedio), generó grandes espesores con frentes que sobrepasan los 200 m y con inclinación > 45°, con una morfología tabular en las partes más distales y escalonadas en los flujos más cercanos al foco, ocupando un área de 9.6 Km².

A pesar de tener una edad relativa reciente (0.08 Ma; Nixon, 1989), presenta un fuerte modelado en sus laderas, esto debido a los tres avances glaciares que afectaron estas superficies: Hueyatlaco-2, Milpulco 1 y 2 (Vázquez-Selem, 2000). Los procesos de gelifracción han promovido el desarrollo de paredes verticales, caídas de rocas (Stoffel *et al.*; 2011) y el crecimiento de rampas coluviales, sobre todo en el flanco norte.

1.4.3 Papayo

Las lavas de este volcán se emplazan al norte de la zona de estudio, en el límite con el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón. Son flujos de lava de composición dacítica que se distribuyen en dirección NE-SW a partir de su foco eruptivo presentan una morfología lobular y en algunos casos, sinuosa (Gordillo, 2018). Se extienden más de 5 Km de longitud y cubren un área de 31.89 Km² (Fig. 45).

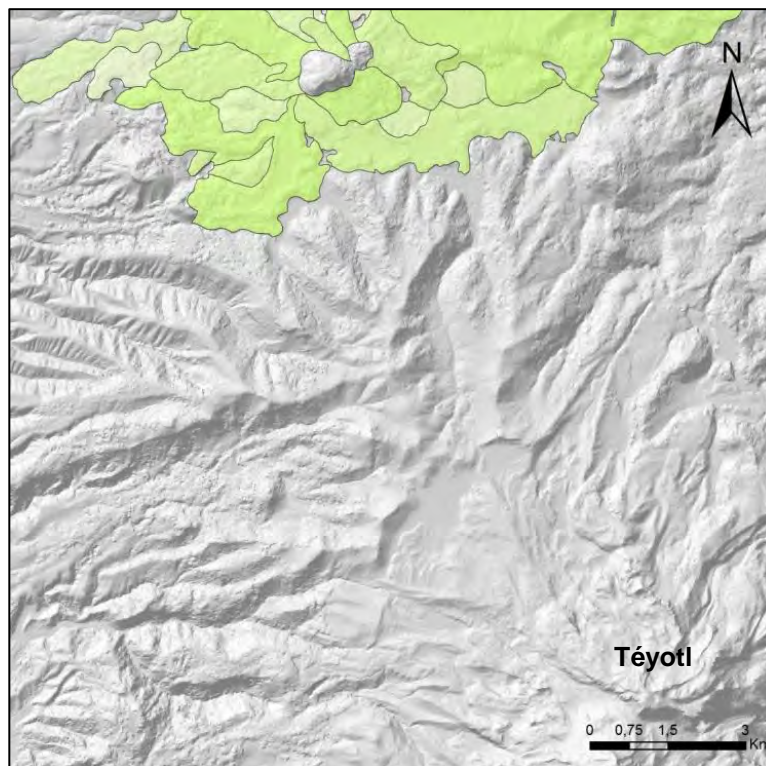


Figura 45. Las lavas del volcán Papayo se disponen en una dirección NE-SW y se ubican en el límite septentrional del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl.

Son coladas de edad reciente; presentan leveés y frentes bien definidos que tienen una inclinación cercana a los 45° y una altura que varía entre 80 y 140 m. Además, no existe evidencia de procesos erosivos importantes (Gordillo, 2018); la poca erosión fluvial que se observa en la zona se debe a los contactos geomorfológicos que hay entre los flujos de lava.

1.4.4 Sierra Chichinautzin

Estas coladas se asocian al vulcanismo monogenético de la Formación Chichinautzin que se dio hace 700 000 años (De Cserna, *et al.*, 1988); la mayoría provienen de conos escoria que siguen una alineación E-W. Son lavas de composición andesítica-basáltica que se distribuyeron sobre una superficie subhorizontal, características que no favorecieron el desarrollo de un espesor amplio y que dieron como resultado flujos con morfología lobular que se sobreponen unas sobre otras.

Son relieves recientes cuyos rasgos primarios no se observan por estar manteados por flujos piroclásticos provenientes del Popocatepetl, así como por detritos fluvio-lacustres; no presentan escarpes prominentes y los que sobresalen no rebasan los 80 m de altura. Las lavas del extremo suroccidental, en promedio se extienden 3.5 Km desde su foco emisor y en conjunto abarcan un área de 90.02 Km² (Fig. 46).

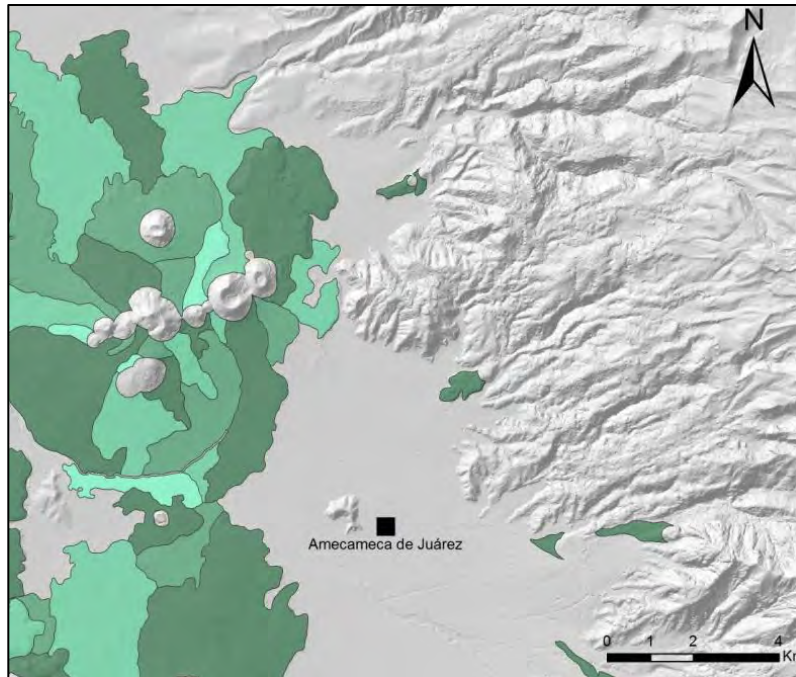


Figura 46. Las coladas pertenecientes a la Sierra Chichinautzin se localizan en el extremo SW del CVI. Son estructuras recientes, sin embargo, sus rasgos morfológicos primarios se han suavizado debido a la capa piroclástica que las sobreyace, así como a los detritos fluvio-lacustres que las han sepultado de manera parcial.

1.4.5 Lavas asociadas a volcanes menores, sepultados o parcialmente sepultados:

Estas coladas se asocian con volcanes de menor tamaño que están distribuidos alrededor de la estructura principal. Se agruparon de acuerdo con su altura relativa, lo que permitió establecer su temporalidad en las siguientes categorías; tempranas, intermedias-tempranas, intermedias-tardías y tardías, siendo estas últimas las de menor edad y, por consiguiente, las más antiguas corresponderían a eventos tempranos de expulsión de lava.

a) Tempranas

Este conjunto de lavas es el límite más distal del piedemonte volcánico y están en contacto con la planicie; representan la fase más antigua de actividad efusiva del Iztaccíhuatl. En grupo forman bandas *festonadas* en la vertiente occidental. Este

tipo de coladas, al no tener obstáculos, lograron cubrir grandes distancias. Para su explicación se han dividido en sectores (norte, centro y sur):

Los flujos de la vertiente de la cuenca de México del sector norte representan superficies subhorizontales- ligeramente inclinadas y cubiertas por potentes mantos piroclásticos que suavizaron su topografía hasta el punto de sepultar, en algunos casos, sus focos emisores.

Las del sector central son flujos cortos de hasta 1 Km de longitud en promedio, son de área pequeña y espesor considerable. Su morfología es lobular con frentes de inclinación $> 30^\circ$. Hay que mencionar que estas lavas están en contacto con la planicie a través de escarpes de fuerte inclinación, este hecho se vincula con la deposición de detritos fluvio-lacustres que han estado en contacto con los frentes de este tipo de coladas, lo que los ha cubierto de manera paulatina (Fig. 47).

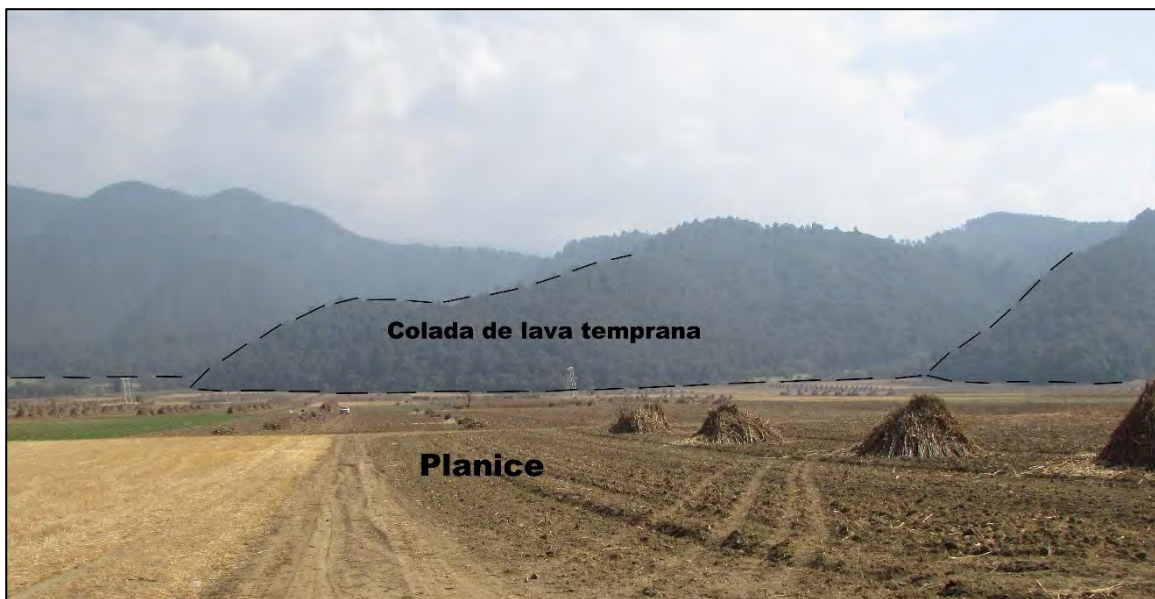


Figura 47. Flujo de lava que limita con la planicie en la vertiente occidental del complejo volcánico; se observa que no existe una zona de transición entre el *pedemonte volcánico* y la planicie debido al relleno de materiales que existe en esta zona (Diciembre, 2017).

En la porción sur sobresalen pequeños fragmentos de lava cubiertos casi en su totalidad por abanicos aluviales, así como por coladas de la siguiente etapa y las asociadas a la Sierra Chichinautzin, razón por la cual no se distingue con claridad su morfología (Fig. 48).

Las lavas tempranas son la de mayor extensión, cubren un área de 118.14 Km² y son las más antigua, por tanto son las que han estado sujetas a una mayor influencia de los procesos de modelado, hecho que se refleja en la existencia de redes de drenaje dendrítico y subdendrítico. La profundidad que alcanzan estos cauces llega a ser mayor a 20 m.

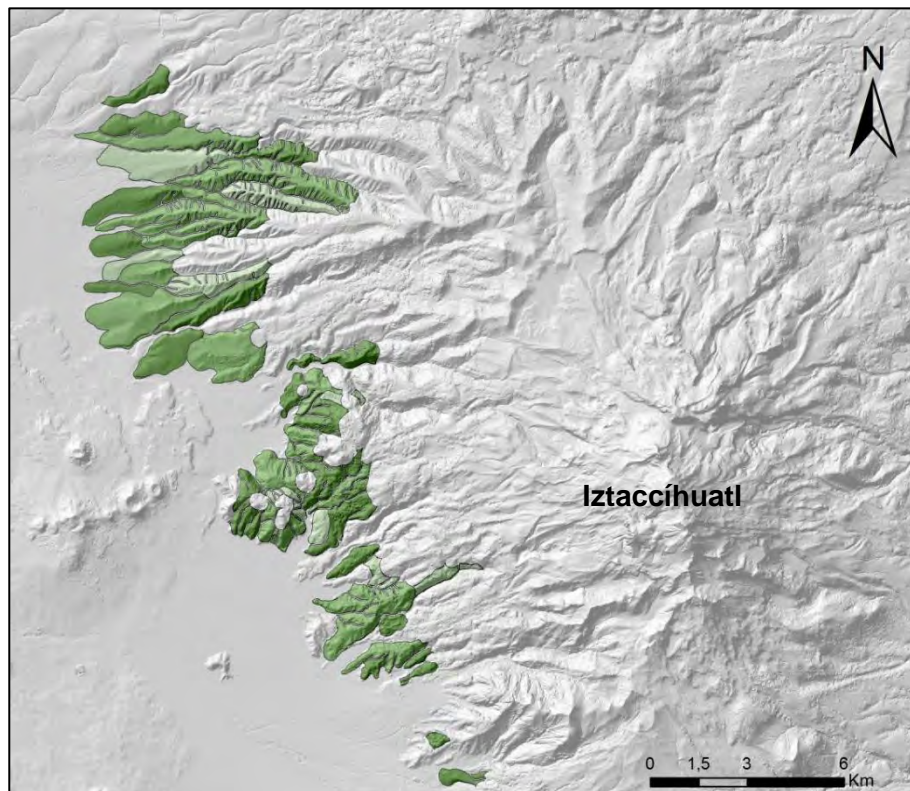


Figura 48. Las coladas de lava denominadas tempranas se disponen en bandas *festonadas* y están en contacto con el nivel de base local.

El siguiente conjunto de lavas corresponde a una etapa intermedia en términos temporales; se ubican entre las tempranas y las tardías. El grupo que será explicado se subdivide a su vez en intermedias-tempranas e intermedias-tardías.

b) Intermedias-tempranas

Las coladas de este grupo están condicionadas por el relieve preexistente y por obstáculos que impiden su avance continuo, lo que favorece que su espesor aumente. Su configuración en planta es en pseudo-bandas y varía de acuerdo con los sectores norte, centro y sur de cada una de las vertientes. Cubren un área total de 106.11 Km² (Fig. 49).

Al norte de la vertiente occidental los flujos de lava son extensos, de morfología lobular y se vinculan con episodios extrusivos del complejo volcánico Tláloc-Telapón. Los que se ubican inmediatamente al sur, tienen como foco emisor el antiguo volcán Llano Grande (García-Tenorio, 2002), se encuentran cubiertos por una capa piroclástica muy potente, hecho que favorece un aumento en la densidad y profundidad de la disección, y define patrones dendríticos de drenaje.

En la porción centro-sur se distinguen coladas más cortas y más estrechas en comparación con las anteriores. Por lo regular, presentan una morfología tabular con espesores amplios (> 150 m), hecho que indica una ganancia en altura debido a los obstáculos que se encontraron al momento de desplazarse. En esta región la erosión fluvial no es tan intensa, el drenaje se dispone en un arreglo subdendrítico y los barrancos más profundos se localizan en los contactos geomorfológicos (> 20m).

Es importante mencionar que en esta vertiente este es el nivel más bajo en donde se encontraron rasgos de erosión glaciar. Los flujos presentan evidencia morfológica de antiguos circos, sin embargo no es posible determinar a qué evento pertenecen.

La vertiente oriental muestra un arreglo heterogéneo en cuanto a la distribución de las lavas. En la porción norte se identificaron algunos flujos con morfología tabular

de gran extensión (4 Km de longitud en promedio) que se ubican por encima de la primera etapa. Se encuentran cubiertos por un manto piroclástico poco potente; hecho que provoca que en algunos casos aún sea posible observar los frentes de manera continua.

En el sector centro-sur existen pocas unidades pertenecientes a esta etapa, se infiere que la mayoría de ellas están cubiertas por los depósitos de la avalancha de escombros, así como por lavas de la tercera fase de actividad. Las unidades que se observan presentan una morfología tabular, son flujos de 1.3 Km de longitud en promedio, algunos presentan todavía sus frentes, sin embargo no se observan de manera continua y no tiene marcados desniveles de altura (< 20 m).

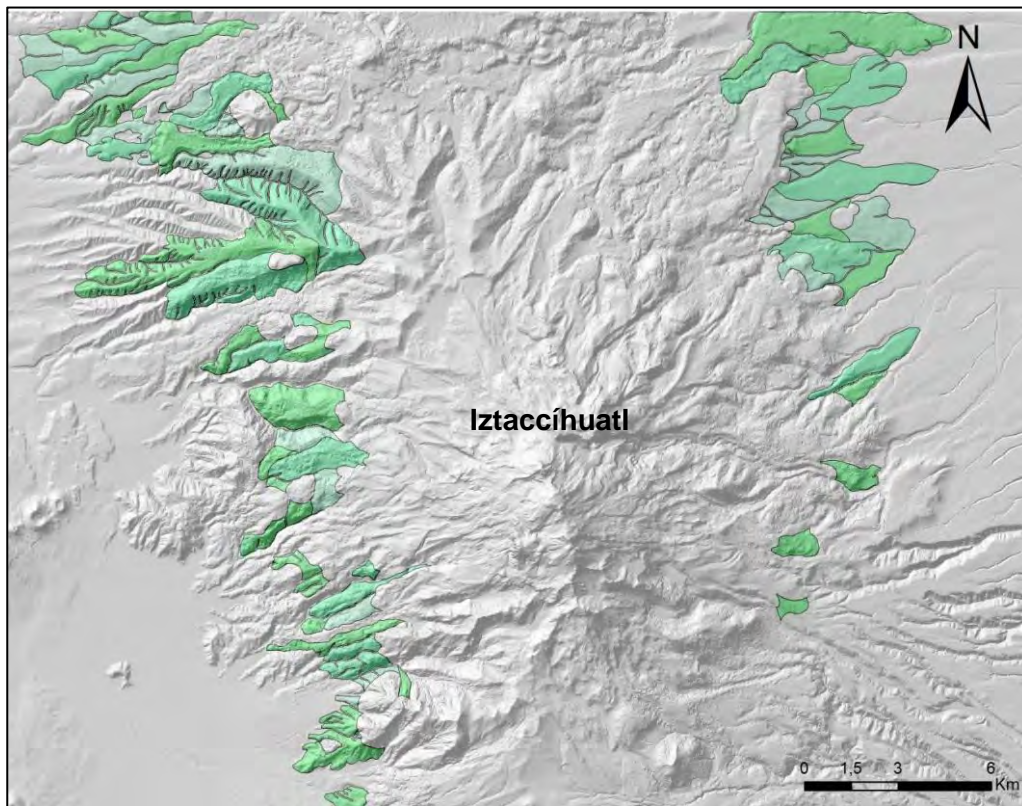


Figura 49. Las coladas de lava Intermedias-tempranas están condicionadas por el relieve preexistente y se disponen a manera de pseudo-banda discontinua en ambas vertientes.

c) Intermedias-tardías

Representa un grupo de lavas que se ubican en un piso altitudinal que varía entre los 2 600 y los 3 750 msnm, este conjunto es el más recientes del grupo de las coladas intermedias y se disponen de forma radial, bordean las estructuras que conforman el Iztaccíhuatl. Se distribuyen en la vertiente oriental y occidental y el área total que ocupan es de 160.41Km² (Fig. 50).

Las coladas que se encuentran en la vertiente de la cuenca de México se distribuyen de manera heterogénea y se pueden analizar en cuatro sectores. El primero corresponde a la porción NNW; se infiere que aquí los flujos se dispusieron sobre una superficie homogénea ya que en su porción terminal se encuentran unos llanos volcánicos muy amplios, se trata de lavas cortas (> de 1.5 Km de longitud en promedio) y de gran espesor (> 200 m de altura) que presentan una morfología tabular-lobular. En estas unidades hay evidencia clara de procesos glaciares; sus laderas fueron modeladas de manera intensa, se observan circos continuos con pendientes abruptas > 45 °.

Al W de la caldera Llano Grande, sobresale un flujo muy extenso que recorrió 6.68 Km desde la base de su edificio hasta la porción más alejada, cercana a la planicie. Se trata de una lava con morfología de lóbulo que se emplazó en el fondo de un antiguo y amplio valle glaciar, rellenándolo casi en su totalidad. No conserva todos sus rasgos originales; sin embargo, se pueden observar algunos frentes que tienen una altura de 100 m. Hay que mencionar que a pesar de estar casi en contacto con del nivel de base local, este flujo fue agrupado en este conjunto debido a sus características morfológicas, ya que se encuentra sobreyaciendo a las coladas que fueron categorizadas como tempranas e intermedias-tempranas.

En el sector central se observa una banda continua de lavas que, en su mayoría, tienen una morfología tabular; son flujos cortos, de 1 Km de longitud en promedio, con una inclinación general $< 15^\circ$, los cuales no muestran frentes. Presentan evidencia de procesos glaciares en sus laderas y sobre ellas se disponen numerosos cordones morrénicos.

La porción sur se caracteriza por presentar una colada amplia y muy extensa que se encuentra en el límite con el volcán Popocatepetl. Recorre cerca de 5 Km de longitud y tiene un ancho de 1.5 Km. Este flujo mantiene una forma lobular, los escarpes que se alcanzan a distinguir sólo se ubican al final de la lava. En su parte proximal sus rasgos primarios se han disimulado debido a la cubierta piroclástica proveniente del Popocatepetl que ha suavizado su topografía.

En la vertiente oriental las lavas se disponen de manera homogénea sobre una banda continua que rodea al Iztaccíhuatl. Se caracteriza por presentar flujos lobulares-tabulares que se intercalan entre sí; en algunos casos se encuentran sobrepuestos, favoreciendo la existencia de una morfología en gradería. En la porción NE, las coladas son más extensas que en el resto de la ladera; la mayoría alcanzaron a desplazarse más de 4 Km de longitud.

Para el sector centro-sur, los flujos presentan una longitud corta (2.3 Km en promedio) y algunos se disponen de manera escalonada. En esta zona la erosión glacial ha disimulado los rasgos originales de las lavas que se encuentran a mayor altitud, permitiendo que las que se encuentran más abajo conserven sus frentes en las partes distales de las coladas, con una altura que no sobrepasa los 80 m.

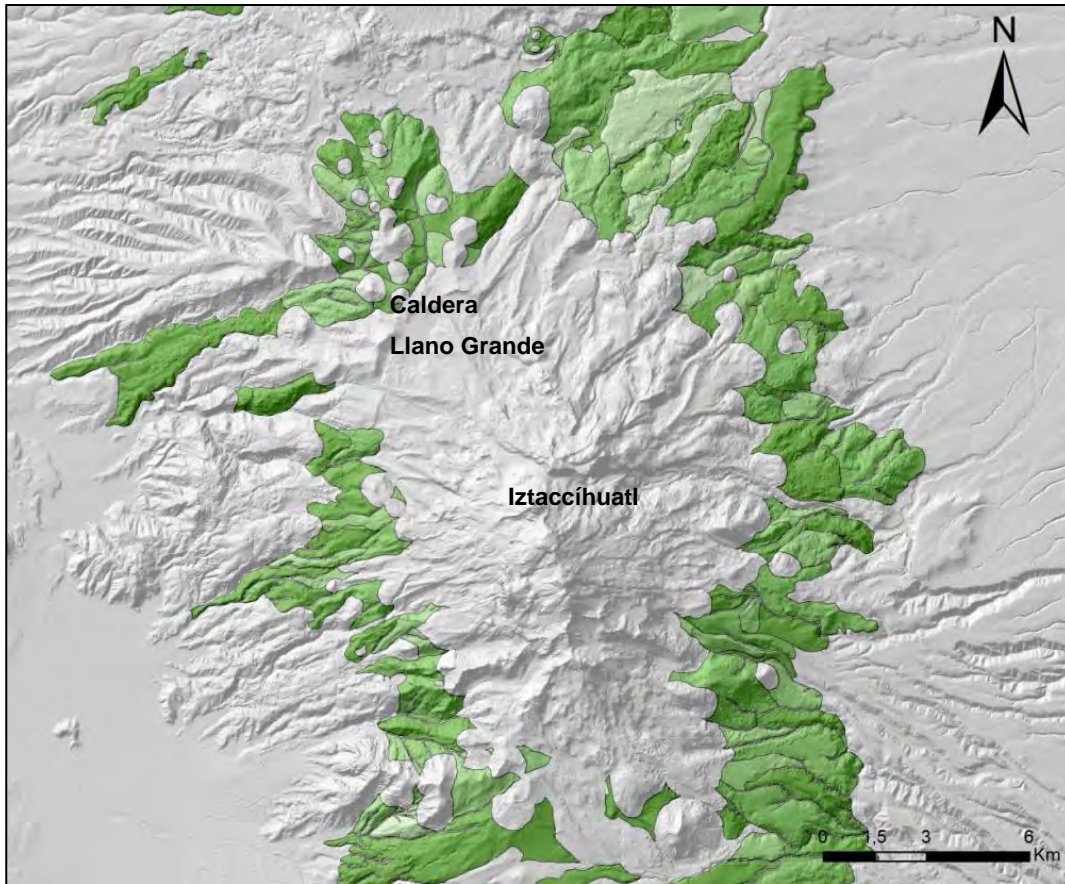


Figura 50. Las lavas consideradas intermedias tardías se distribuyen de manera radial, rodeando a la estructura principal.

d) Tardías

Los flujos de lava que pertenecen a este grupo son los más recientes de todo el complejo. No presentan un arreglo aparente dentro del área de estudio, sin embargo su explicación se hará con respecto a los sectores NE, W y S (Fig. 51).

En la porción NE predominan lavas que tienen una base amplia, pero en su parte terminal presentan una morfología estrecha a manera de lóbulo. Esta característica se asocia a un recorrido libre de obstáculos, por lo cual se expandieron y en la medida que avanzaron ladera abajo esta disposición se perdió, para adoptar formas sinuosas y, de esta manera, librar edificios y flujos preexistentes.

La porción W se caracteriza por tener pequeños flujos de lava estrechos y con morfología lobular. La mayoría son cortos, no sobrepasan los 2 Km de longitud; no obstante, existe una lava que se extiende casi 4 Km; este avance se debe a que esta colada se encuentra *encajonada*; aprovechó una depresión que existía entre dos unidades (lavas) para poder fluir, otorgándole este arreglo estrecho y largo.

En el sector sur, las coladas se pueden dividir en dos grupos, el primero consta de lavas que no presentan una morfología típica debido al fuerte modelado glaciar que se encuentra en esa zona, el cual ha desmantelado casi por completo su forma original con paredes muy abruptas ($> 45^\circ$).

Por su parte, el segundo grupo está compuesto por flujos lobulares que se encuentran en el límite del área de estudio. Estas lavas están cubiertas por una potente capa de piroclastos proveniente del Popocatépetl, hecho que suavizó su morfología y cubrió sus rasgos primarios, dejando una superficie con una inclinación $< 15^\circ$.

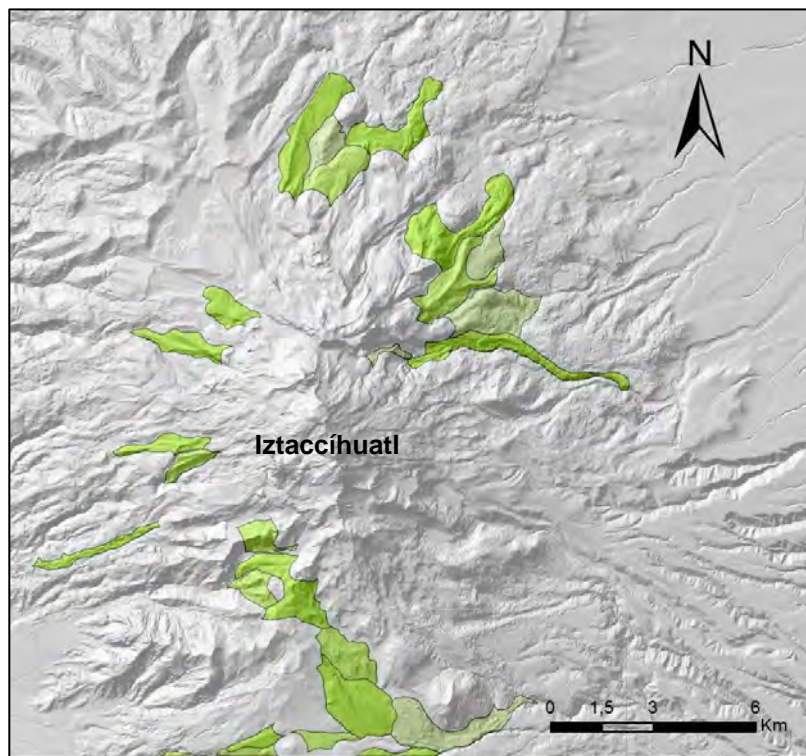


Figura 51. Los flujos de lava denominados tardíos son los más recientes del complejo volcánico ya que se ubican por encima de las lavas de las etapas anteriores.

1.5 Formas asociadas a relieve volcánico acumulativo:

En este grupo se concentran las formas vinculadas con el desarrollo de las coladas de lava; por lo regular representan morfologías primarias y se asocian a unidades de edad reciente.

1.5.1 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 permitiendo el desarrollo de esta morfología; después se rellenan con depósitos piroclásticos de volcanes adyacentes.

Presentan una morfología subhorizontal-ligeramente inclinada. Se encontraron 22 superficies como estas, la mayoría se localizan en la porción norte de la zona de estudio entre las coladas que pertenecen al volcán Papayo, terrenos de materiales recientes que son propensos a presentar estas unidades (Fig. 52).

1.5.2 Frente de lava (escarpe)

Se trata de laderas de fuerte inclinación ($> 45^\circ$), se disponen en las partes laterales y frontales de los flujos de lava, en algunas ocasiones desarrollan pequeños taludes gravitacionales que están vinculados con la gelifracción, con grietas de enfriamiento o desprendimientos de roca y cubren la base de estas paredes.

Se relaciona con el momento en el que la lava deja de fluir y al enfriarse sus frentes definen paredes francas (Alvarado, 2003).

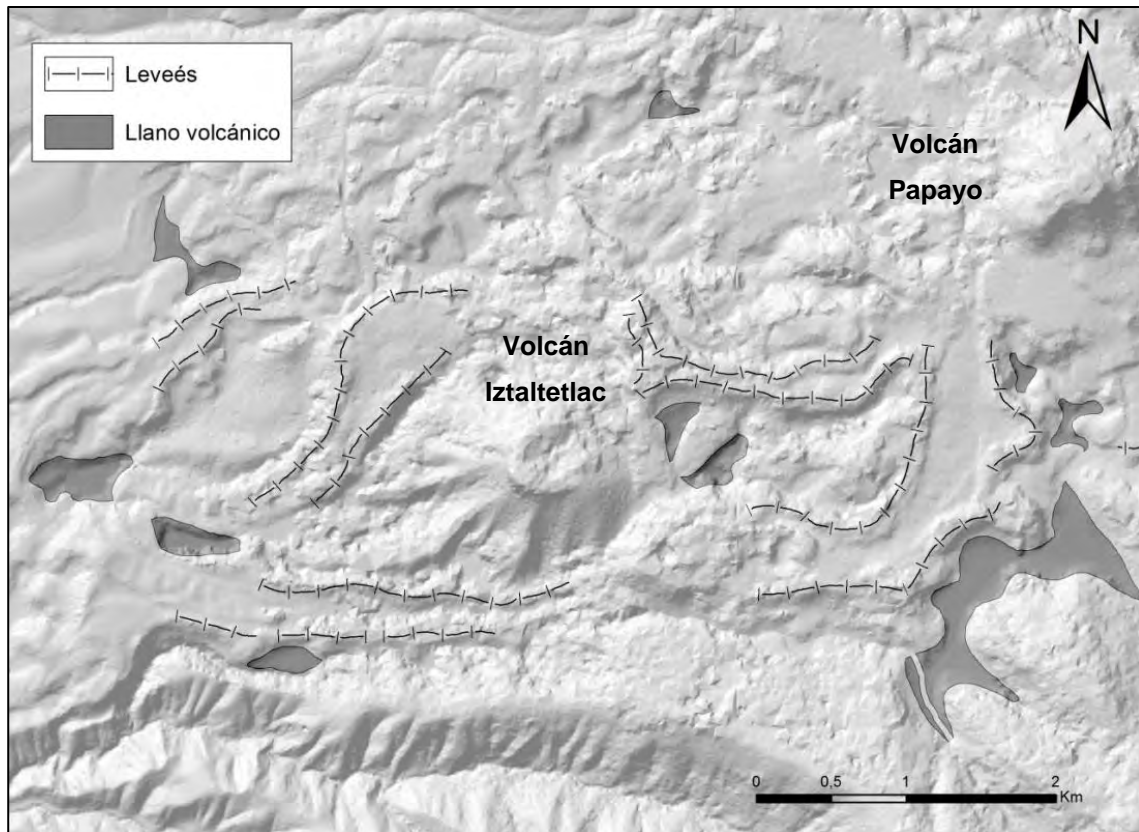


Figura 52. Llanos volcánicos y leveés en lavas del volcán Papayo.

1.5.3 Leveé

Son cordones en forma alargada y estrecha que se disponen en los bordes laterales de un flujo de lava. Su origen se debe a un enfriamiento diferencial entre los flancos y el cuerpo de la lava; los primeros pierden temperatura de manera repentina, ocasionando que funcionen como barreras, lo que provoca el encausamiento de la colada (Scarth, 1994; Cas y Wright, 1993). Se consideran morfologías primarias y están asociadas a eventos efusivos recientes; en el área de estudio se encuentran en las lavas del volcán Papayo, en la porción norte (Fig. 52).

2. Volcánico explosivo

Este tipo de actividad se caracteriza por presentar eventos violentos que pueden destruir algunas formas del relieve, sin embargo, esta destrucción trae consigo la edificación de nuevas morfologías a partir de la acumulación de los materiales arrojados durante este suceso.

2.1 Destructivo

En este rubro se incluye la estructura *negativa* que se desarrolló a partir de la actividad explosiva que presentó el edificio de los Pies, la cual dio como resultado el colapso parcial de su ladera suroriental.

2.1.1 Cicatriz de colapso

El colapso parcial o total de la ladera de un edificio volcánico se debe a una inestabilidad estructural en su parte interna. Este tipo de dinámica puede tener tres diferentes orígenes; el primero se asocia con la intrusión de un cuerpo magmático que debilita la ladera hasta hacerla caer (tipo Santa Helena o Besymianny); el segundo se relaciona con la presencia de un cuerpo de agua subterráneo o superficial que, al estar en contacto con el magma, provoca una alteración hidrotermal, lo que produce una erupción muy violenta y el posterior colapso (tipo Bandai). El último mecanismo detonador se vincula con la presencia de lineamientos estructurales que cruzan por el edificio, desestabilizando la ladera que se encuentra en dirección al esfuerzo máximo de distensión (tipo Unzen) (Siebert *et al.*, 1987; Capra, 2000).

Siebe y colaboradores (1995) fueron los primeros en determinar la existencia de un colapso volcánico en el Iztaccíhuatl, a través del análisis de una columna estratigráfica cercana al Popocatepetl, donde observaron una irregularidad en la secuencia de los depósitos, en ella había una capa que no correspondía a ningún

evento de este volcán; con lo que concluyeron que esta procedía del colapso del edificio de los Pies. Más tarde, García-Tenorio (2002) determinó que la causa de este suceso había sido la intrusión de un cuerpo magmático que debilitó el flanco suroriental haciéndolo ceder hace 0.34 Ma (tipo Santa Helena).

Este evento explosivo dejó como evidencia un cráter en forma de herradura que forma un arco abierto hacia el SE con una amplitud de 1.5 Km y una altura de 180 m (Fig. 53). Hay que mencionar que esta concavidad sirvió como receptáculo de nieve en los distintos eventos glaciares, funcionando como un enorme circo glaciar. Debido a esto, es posible observar al fondo del cráter diferentes tipos de depósitos morrénicos (cordones, de fondo y masivos), como resultado del movimiento (avance y retroceso) de las masas de hielo que ahí se emplazaron (Fig. 54).



Figura 53. Cicatriz del colapso del flanco suroriental del edificio de los Pies. Presenta una morfología de un arco abierto hacia el SE vista desde el poblado de Ozolco (Diciembre, 2017).



Figura 54. Vista del interior de la cicatriz de colapso. Se observa en las laderas y el fondo evidencia de procesos glaciares posteriores al deslizamiento volcánico (Diciembre, 2017).

2.2 Constructivo

En este rubro se agrupan las formas del relieve que se crean a partir de la acumulación de materiales provenientes de la actividad explosiva.

2.2.1 Conos de escoria

Son estructuras con una morfología de cono que muestra laderas regulares con pendientes de 30° ; por lo general, presentan una altura < 300 m y un diámetro de base que varía entre 300 m y 1.5 Km. Su origen se debe a manifestaciones efusivas y explosivas en las cuales se intercalaron lavas, piroclastos, cenizas y escorias. Debido a su reciente edad, es posible observar sus rasgos primarios en la mayoría de ellos.

En la zona de estudio se localizan en el extremo occidental, en esta porción pertenecen al campo monogénico de la Sierra Chichinautzin, la cual representa

el límite meridional de la cuenca de México. Además, existe un edificio que se localiza en el límite entre el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón y el Iztaccíhuatl, conocido como Volcán Iztaltetlac (Fig. 55).

De acuerdo a sus características morfológicas, se clasificaron en volcanes con cráter, con boca y sin cráter.

2.2.1.1 Con cráter:

Se han reconocido 12 estructuras de este tipo que presentan una morfología de cono truncado debido a la existencia de un cráter en su cima; este elemento se define como una depresión volcánica circular o semicircular con un perfil transversal en forma de embudo y de diámetro variable. En la mayoría de ellos aún se conservan sus rasgos primarios debido a su reciente formación, los cuales se describirán a continuación:

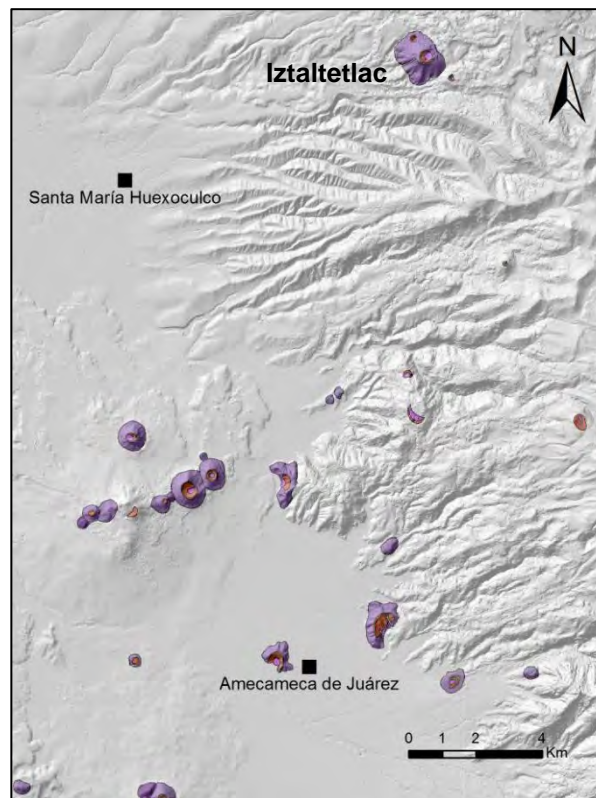


Figura 55. Los conos de escoria se ubican en la vertiente occidental, los del SW pertenecen a la Sierra Chihinautzin; el que se encuentra en el norte es un volcán conocido como Iztaltétlac.

a) Labio

Es una superficie con una morfología convexa-ligeramente inclinada que se dispone alrededor del cráter, puede presentarse de manera continua o discontinua y con una amplitud variable de 3 a 5 m. Representa el límite entre las laderas interiores del cráter y las exteriores de los edificios volcánicos. La existencia de esta forma del relieve indica que los volcanes son recientes.

b) Atrio

Son superficies rectas-ligeramente cóncavas que convergen hacia el fondo del cráter y que definen las laderas interiores de este. Presentan una inclinación, longitud y forma variable; pueden ser cónicas, semicónicas o irregulares. Por lo general se observan en edificios recientes; sin embargo, es posible encontrarlos en otros que ya han sido modelados o parcialmente sepultados (Alvarado, 2003).

c) Fondo

Es una superficie que representa la porción más deprimida del cráter, tiene una morfología subhorizontal-ligeramente ondulada y en ocasiones inclinada; en planta presenta una geometría circular y en la mayoría de los casos esta bordeada por laderas abruptas (atrio). En la zona de estudio se observa en todos los volcanes que presentan cráter.

2.2.1.2 Boca (*vent*)

Se refiere a pequeñas estructuras que funcionan como conductos secundarios para la emanación de lava y que no desarrollan un edificio. Están asociadas a zonas de debilidad cortical, dispuestas sobre fallas o fracturas y, por lo regular, se encuentran en uno de los flancos de los volcanes principales. Es posible identificar esta morfología en el sector norte de la base del volcán Iztaltetlac, ubicado en la

porción septentrional de la zona de estudio; esta apertura presenta un diámetro de 200 m de longitud.

2.2.1.3 Sin cráter

Se trata de estructuras con morfología cónica que no presentan un cráter en su cima debido a dos posibles razones: la primera se refiere al relleno que las lavas realizaron al momento de emanar, otorgándoles una morfología de cúpula, la segunda se puede asociar a depósitos piroclásticos que disimularon la forma original al caer dentro de ella. Dentro de estos edificios podemos encontrar los que presentan cima convexa y los conos adventicios.

a) Cima convexa:

Existen siete edificios de este tipo; cinco de ellos se concentran en el límite del piedemonte volcánico, en contacto con las lavas denominadas tempranas del sector centro y sur en la vertiente oriental. Se infiere que estas estructuras presentan una cima convexa debido al relleno por parte de potentes depósitos piroclásticos provenientes de la caldera Llano Grande (centro) y el volcán Popocatepetl que disimularon su cráter.

Los dos edificios restantes se encuentran inmersos en el cúmulo de lavas y volcanes que se ubica en la porción SW de la zona de estudio. Estas estructuras presentan esta morfología debido al tapón que provocaron las lavas a la hora de fluir y enfriarse dentro del conducto principal.

b) Cono adventicio

Se trata de pequeños edificios a manera de cono que se forman en el flanco de un edificio central. Se asocia con emanaciones de lava laterales, controladas por fallas o fracturas (Rosi *et al.*, 2003). Se localizan en la base de algunos conos de

escoria de la Sierra Chichinautzin, presentan una altura que no rebasa los 150 m y un diámetro entre 180 y 230 m.

2.2.2 Rampas piroclásticas

Se trata de detritos volcánicos originados a partir de la destrucción parcial o total de un edificio volcánico o del colapso de material de escombros expulsados durante una explosión violenta; este material se dispone en los fondos de los valles o en las porciones distales de las laderas volcánicas que al emplazarse, generan extensas superficies ligeramente inclinadas con pendientes homogéneas y con espesores considerables (Cas y Wrigth, 1993).

Debido a su arreglo aparente y a la red fluvial subparalela que se desarrolla sobre estas superficies se puede inferir que sobreyacen a antiguas coladas de lava; sin embargo, gracias al espesor del potente manto no es posible reconocer sus rasgos principales.

En el área de estudio, las rampas piroclásticas se ubican en las porciones NE y NW: las primeras representan superficies amplias, extensas y ligeramente inclinadas con una forma tabular; en conjunto se disponen a manera de una banda *festonada*. Por su parte, las de la porción noroccidental presentan una morfología lobular, son más cortas en longitud y ligeramente más inclinadas que las anteriores. En estas superficies se hace más evidente la subyacencia de coladas de lava debido a que los flujos piroclásticos han sepultado hasta los focos emisores (Fig. 56).



Figura 56. Rampas piroclásticas ubicadas al NE y NW del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl.

2.2.3 Depósitos de avalancha de escombros

Se trata de detritos asociados a colapsos volcánicos, se constituyen por una mezcla de rocas que se deslizan a gran velocidad sobre las laderas del edificio (Capra, 2000). Hace 0.34 Ma la estructura que se conoce como los Pies tuvo un actividad similar, los materiales que atestiguan este evento están localizados al SE del Iztaccíhuatl y forman parte de la cuenca Puebla-Tlaxcala.

El depósito de avalancha se emplazó sobre una superficie de inclinación homogénea, característica que condicionó su morfología inicial a manera de rampa. Sobre esta superficie existen resaltes de geometría convexa y cónica (hummocks); estas estructuras no tienen un arreglo aparente, pero es evidente una mayor densidad de ellas hacia la parte proximal.

La avalancha está desmembrada por un sistema fluvial subparalelo, los valles de este conjunto son amplios y de fondo plano, lo que hace pensar que los detritos están poco consolidados, hecho que favoreció el desarrollo de estas formas fluviales. Otra hipótesis, sugiere que el drenaje es una adaptación a una morfología que existía antes del emplazamiento de los detritos volcánicos, sobreyacen a coladas de lava tempranas. La morfología que se observa es de interfluvios planos-tabulares ligeramente inclinados ($< 15^\circ$), el límite de estas

estructuras corresponde a laderas de los valles que presentan una inclinación $> 45^\circ$, estas a su vez limitan el cauce (Fig. 57). García-Tenorio (2008) menciona que este evento cubrió una superficie mayor a 550 Km^2 , de la cual 74.20 Km^2 están incluidos en la zona de estudio (Fig. 58).



Figura 57. Componentes morfológicos vinculados con la avalancha de escombros (Diciembre, 2017).

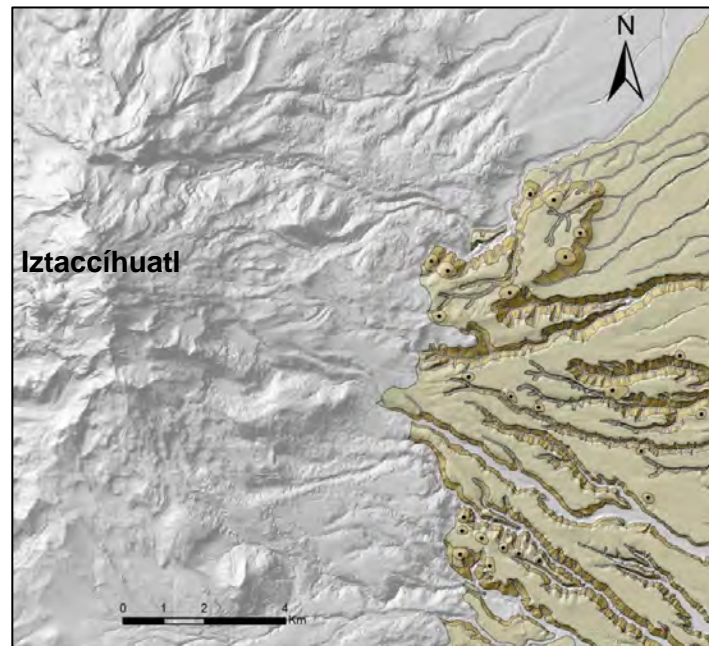


Figura 58. El depósito de avalancha de escombros proveniente del colapso del cono de los Pies se emplazó al SE del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl. En él se observa un diseño fluvial subparalelo.

2.2.3.1 Interfluvios tabulares

Son relieves residuales que resultan del dismantelamiento del depósito de avalancha, la morfología en un corte perpendicular a la dirección de los ríos es subhorizontal o ligeramente convexa. Estos terrenos están interrumpidos por profundos valles y barrancos de fondo plano, en conjunto definen un diseño fluvial subparalelo. A su vez, presenta una carpeta piroclástica y lahárica (Siebe, *et al.*, 2017)

2.2.3.2 Laderas escarpadas (valles)

Son superficies rectas muy inclinadas que en algunos sectores llegan a ser francas. Se distribuyen de manera continua a lo largo de los barrancos y en su parte superior se encuentran delimitados por un escarpe. Estas morfologías se formaron por la incidencia que las corrientes fluviales tuvieron sobre los depósitos de la avalancha; al ser un material deleznable y fácil de remover, los ríos excavaron profundos valles, dejando como evidencia laderas con una fuerte inclinación y con una altura que varía de los 250 m en su porción más alta a los 80 m en la más baja.

2.2.3.3 Lomeríos (*hummocks*)

Son montículos constituidos por bloques de diversos tamaños provenientes de la ladera de un colapso volcánico que se distribuyen de manera heterogénea sobre el depósito de avalancha de escombros (Siebert, 1984).

Sus dimensiones y morfología varían de acuerdo a su localización dentro de los depósitos; los hummocks que se ubican en la porción proximal se encuentran cubiertos por gran parte de los piroclastos, disimulando sus rasgos primarios (Fig. 59); por su parte, los que se localizan en el sector distal presentan una morfología

cónica que sobresale de los interfluvios tabulares (Fig. 60). Se reconocieron 27 unidades de estas, las cuales presentan una altura que varía entre 20 y 40 m.



Figura 59. Lomeríos con morfología cupular que se encuentran inmersos en los depósitos de la avalancha, la cual disimuló su forma original



Figura 60. *Hummock* a manera de cono que sobresale de los interfluvios tabulares (Diciembre, 2017).

3. Tectónico

El vulcanismo y el tectonismo tienen un vínculo estrecho entre sí, hecho que se observa en el desplazamiento del sector sur de la caldera Llano Grande, en donde una falla transcurrente rompe y desplaza esta porción de la estructura.

En la zona de estudio no existen evidencias morfológicas de estructuras disyuntivas, este hecho no significa que no existan, lo más probable es que estén cubiertas. Mientras los relieves que se asocian a las fallas, al estar modificados por la acción glaciaria es difícil su identificación.

3.1 Falla lateral con movimiento izquierdo

Se refiere al movimiento horizontal que presenta un bloque de falla con respecto a otro siguiendo la dirección del plano de debilidad, este puede presentar componentes laterales diestros o siniestros dependiendo del bloque que se haya desplazado.

Esta actividad queda evidenciada con un desplazamiento horizontal que presentó la porción sur del volcán Llano Grande. Este se identificó gracias a un bloque dislocado que se movió hacia el este con respecto a la estructura, característica que indica un componente lateral siniestro. Además, se observó en el mapa una discontinuidad en el atrio caldérico, hecho que facilitó el reconocimiento de esta falla (Fig. 61).

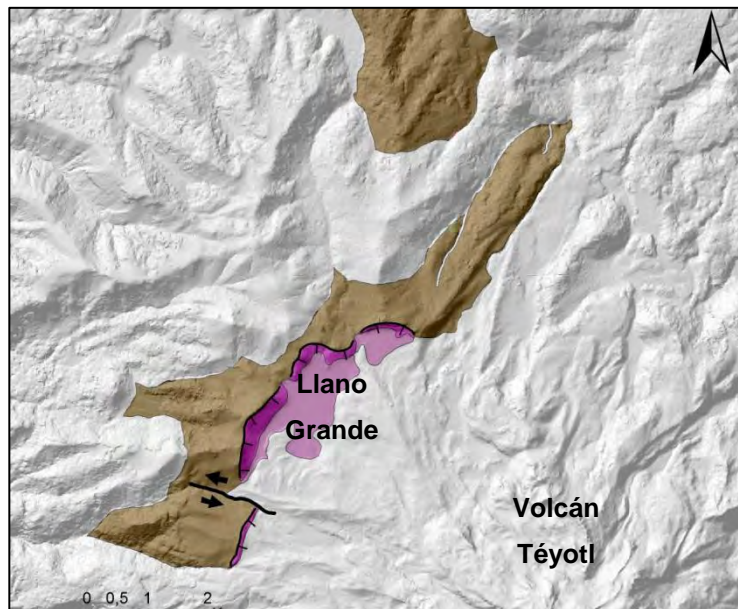


Figura 61. Movimiento transcurrente de componente izquierdo que afectó al volcán Llano Grande, desplazando uno de sus bloques hacia el este. Esta falla con seguridad atraviesa el Téyotl, mas no es posible reconocerla por la existencia de cubiertas de lava y depósitos glaciares que la sepultan.

RELIEVE ENDÓGENO-MODELADO

Este grupo concentra aquellas formas del relieve de origen endógeno que tienen como principal característica haber perdido su configuración original a causa de la acción de los procesos exógenos. Es importante mencionar que la resistencia de los materiales a la erosión favorecerá el arreglo de las morfologías resultantes.

4. *Volcánico*

Este tipo de relieve se asocia con etapas de actividad explosiva y efusiva del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl. Las morfologías agrupadas en este rubro han perdido su arreglo original debido a la acción de los procesos fluviales y glaciares. La susceptibilidad a la erosión depende de la edad, la litología, así como del nivel altitudinal al que se ubican las formas del relieve.

4.1 Caldera Llano Grande

Se refiere a una gran depresión volcánica de varios kilómetros de diámetro. Existen tres mecanismos que pueden dar origen a una estructura como esta: por hundimiento o subsidencia, por colapso o por explosión freatomagmática (Branney y Acocella, 2015). De acuerdo con Nixon (1989), la caldera Llano Grande se formó hace 0.6 Ma por una actividad explosiva violenta debido a la interacción entre el magma y un cuerpo de agua (explosión freatomagmática) que dio como resultado la creación de un amplio cráter que llegó a presentar un diámetro de 4.5 Km de longitud.

Es importante señalar que gran parte de la caldera fue cubierta por productos provenientes de los edificios principales del Iztaccíhuatl (Cabeza, Pecho, Rodillas y Pies). La porción que sobresale se localiza en el sector centro-norte de la zona de estudio y está representada por la ladera noroccidental, además es posible observar una porción de su cráter, el cual muestra una forma semicircular a

manera de arco abierto hacia el SE. Hay que mencionar que esta estructura presenta evidencia de un movimiento de falla normal con componente lateral izquierdo que dividió la parte austral del edificio principal (Fig. 62).

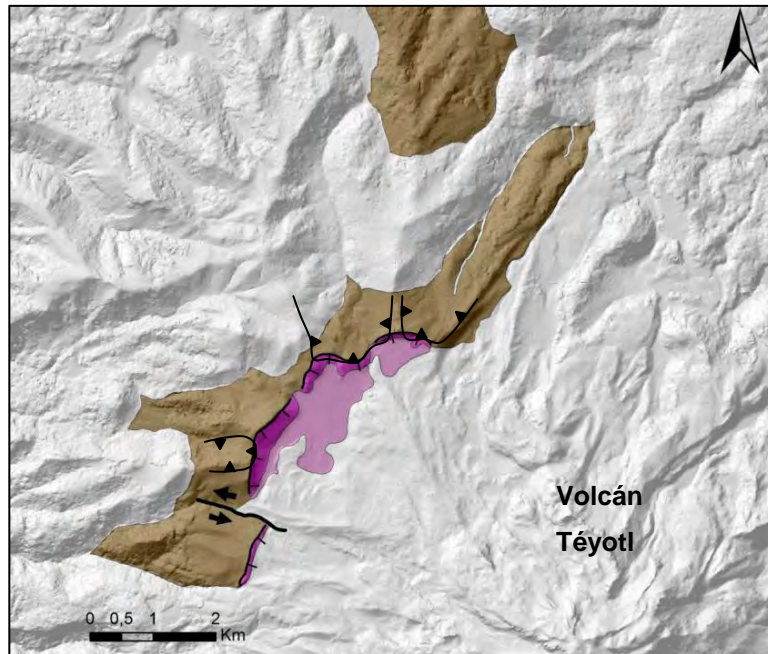


Figura 62. Antigua Caldera Llano Grande, en el extremo suroeste se observa el desplazamiento de un sector del edificio por una falla normal transcurrente de componente lateral izquierdo.

4.1.1 Laderas exteriores

Se trata de los remanentes del edificio de la caldera, no presentan una morfología regular; se disponen a manera de semicírculo *festonado* debido al emplazamiento de edificios volcánicos sobre sus laderas; además, se encuentra interrumpido en la porción norte por actividad volcánica posterior.

El proceso de modelado que mayor presencia tiene en esta estructura es el glaciar, se observan amplios circos que drenan hacia el N y W. La erosión fluvial no es muy significativa, los pocos ríos que se desarrollan en esta zona se asocian al deshielo de los glaciares que existieron en el pasado; el drenaje es poco denso y tiene un arreglo subdendrítico con barrancos que no sobrepasan los 20 m de profundidad.

4.1.2 Atrio

Se refiere a las laderas interiores del cráter de la caldera Llano Grande. Son superficies rectas-ligeramente cóncavas con una inclinación $> 20^\circ$ que definen un arco abierto hacia el SE de 5.5 Km de longitud con una altura que varía entre 60 y 140 m desde su base (Fig. 63). Estas paredes pertenecen al cráter que se formó por la violenta explosión freatomagmática. La discontinuidad de esta estructura se debe a la destrucción parcial del edificio, así como al relleno de lavas que sufrió la caldera por parte de materiales más recientes.

4.1.3 Fondo

Es la porción más deprimida del cráter de la caldera Llano Grande; está constituida por una superficie subhorizontal con una geometría semicircular de 3.6 Km de diámetro, delimitada por las laderas interiores (atrio). Esta configuración se debe a que las lavas provenientes de la Cabeza rellenaron parte del fondo (Fig. 63). En esta área se disponen detritos volcánicos (piroclastos), aluviales y fluvio-glaciales que no han sido removidos debido a la poca inclinación que existe en esta zona.



Figura 63. Atrio y fondo caldérico visto desde NW, en primer plano se observa una superficie ligeramente ondulada producto de la acumulación de flujos piroclásticos provenientes de la Cabeza. El origen de esta estructura, de acuerdo a Nixon (1989) es freatomagmática (Diciembre, 2017).

4.2 Volcanes de lava

Son estructuras con morfología cónica y de cima convexa que presentan un intenso modelado glaciar-fluvioglaciar y fluvial. Se observan 71 edificios como estos y se distribuyen en el *pedemonte volcánico*, rodeando a las estructuras principales del Iztaccíhuatl (Fig. 64).

La mayoría de los edificios se ubican por encima de los 3000 msnm, altitud mínima a la que se observan rasgos de erosión glaciar. En esta porción los volcanes presentan una asimetría marcada debido a la erosión que las masas de hielo han ejercido sobre ellos, dejando a su paso laderas con pendientes muy abruptas ($> 30^\circ$), así como depósitos morrénicos que se emplazan en sus superficies (Fig. 65).

Por otro lado, los procesos fluviales son menores en estas formas del relieve, las pocas estructuras con intenso modelado fluvial se encuentran al W del Iztaccíhuatl, cercanas a la planicie.

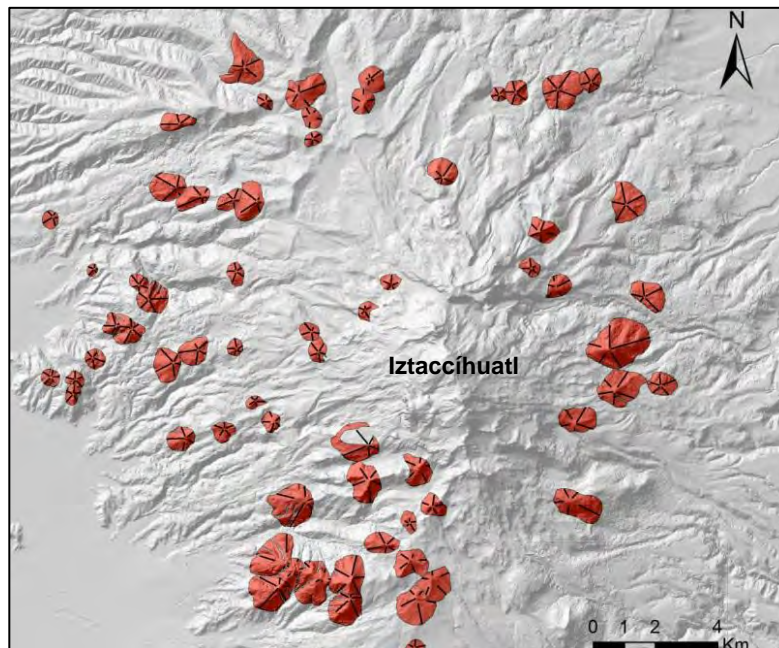


Figura 64. Los volcanes de lava se concentran alrededor del Iztaccíhuatl y se distribuyen en todos los niveles altitudinales de la región, se distinguen los del sur por ser las de mayor volumen.

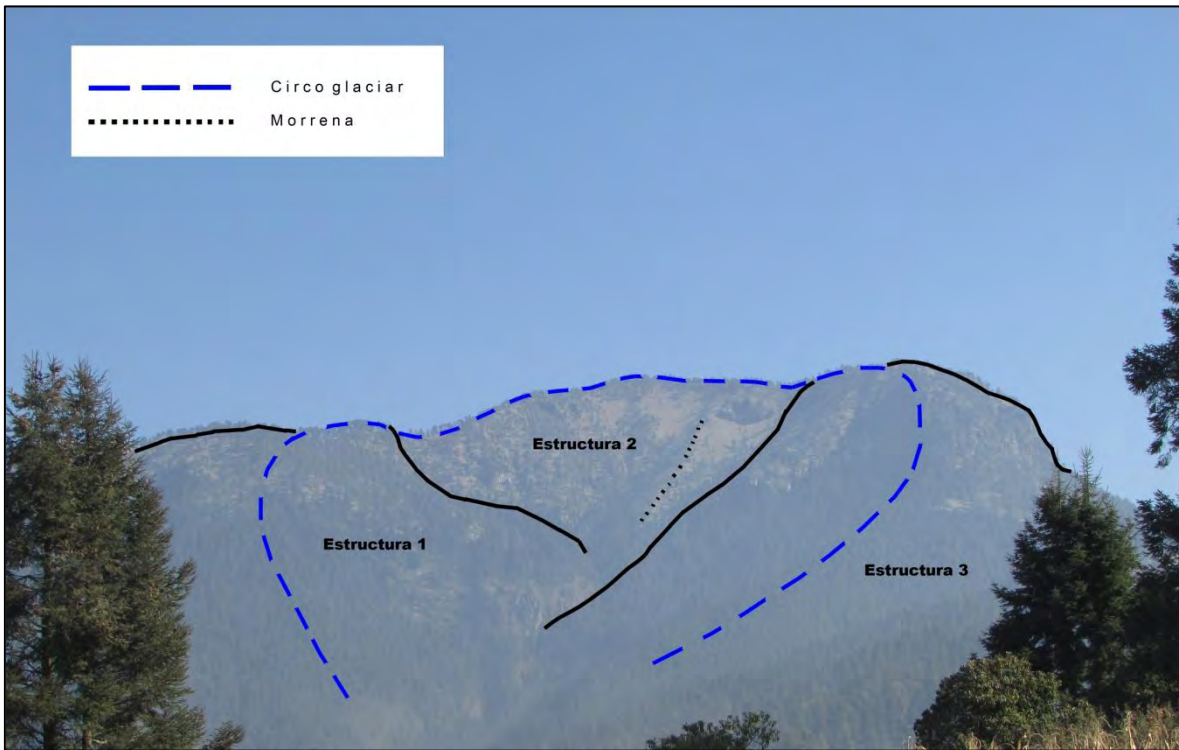


Figura 65. Sucesión de volcanes de lava con intenso modelado glaciar al SW del Iztaccíhuatl (estructura 1-3), entre ellos existe un circo glaciar, en su interior se puede observar una morrena sobre una de sus laderas.

4.3 Domos

Se trata de estructuras con morfología de cúpula que presentan un intenso modelado glaciar. Se muestran asimétricos debido a la erosión que las masas de hielo han ejercido sobre ellos, dejando a su paso paredes francas que tienen continuidad a lo largo del circo erosivo.

Existen doce estructuras dómicas, en general no presentan un arreglo aparente; sin embargo, existe una concentración de pequeños edificios al norte de Llano Grande, este cúmulo se puede asociar a la actividad explosiva que presentó la caldera hace 0.6 Ma; hay que mencionar que todos se localizan por encima de la cota de los 3 500 msnm, altitud a la que se registró el avance del Último Máximo Glacial (~ 20 000 AP) (Vázquez-Selem, 2000) (Fig. 66).

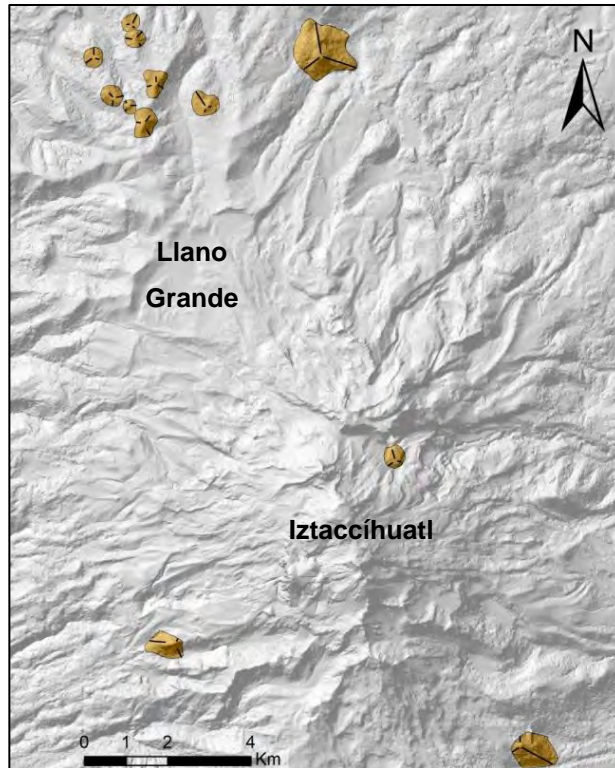


Figura 66. Domos ubicados sobre la cota de 3 500 msnm, altitud que permitió el modelado glaciar en sus laderas. Se observa en la porción norte un cúmulo de estructuras asociadas a la actividad de la caldera.

4.4 Volcanes parcialmente sepultados

Se refiere a estructuras volcánicas que han sido cubiertas y sepultadas por diversos detritos de origen volcánico y fluvial; debido a esto, es difícil reconocer algún rasgo geomorfológico característico de los volcanes de lava o de domos. Su posición altitudinal baja (en el límite entre el piedemonte y la planicie), al igual que su edad relativa (temprana), favorecen la colmatación de estas estructuras por parte de detritos provenientes de edificios adyacentes y más recientes.

Se pueden reconocer 14 estructuras de este tipo, la mayoría se concentran en la vertiente occidental, y más específico en la porción NW de la zona de estudio, donde sobresalen 7 edificios. Dos más se encuentran dentro de la planicie de la cuenca de México, al SW del mapa, rodeados y sepultados por materiales provenientes de la Sierra Chichinautzin, así como de acarreo fluvial. Los 5

restantes se localizan en la parte NE del área, estos se encuentran sepultados por lavas *intermedias*, así como por potentes mantos piroclásticos (Fig. 67).

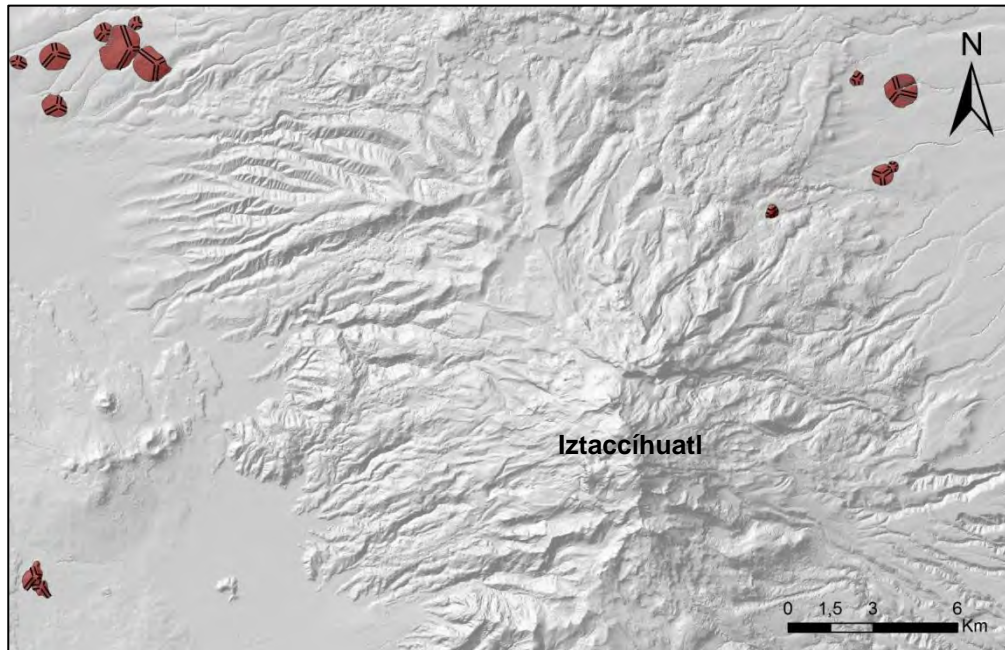


Figura 67. Los volcanes parcialmente sepultados se concentran en la parte norte de la zona de estudio. Estas estructuras fueron sepultadas por detritos volcánicos provenientes edificios adyacentes.

RELIEVE EXÓGENO

Las formas del relieve de esta categoría se relacionan de manera directa con los procesos exógenos; los factores que condicionan esta génesis son la permeabilidad y edad de los materiales, la inclinación de las laderas, la posición altitudinal, así como las condiciones climáticas locales (presentes y pasadas). Estos elementos configuran morfologías erosivas y acumulativas.

5. *Erosivo Fluvial*

Esta clasificación incluye todas aquellas formas del 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 estrecha y alargada, formada por la acción erosiva fluvial (Lugo-Hubp, 2011). Los valles en conjunto forman patrones de drenaje, que varían de acuerdo a las condiciones litológicas, estructura del relieve, inclinación del terreno y geometría del territorio donde se emplazan. En el Iztaccíhuatl existen arreglos de tipo dendrítico, subdendrítico, paralelo, subparalelo y radial centrífugo (Guerra-Peña, 1980) (Fig. 68).

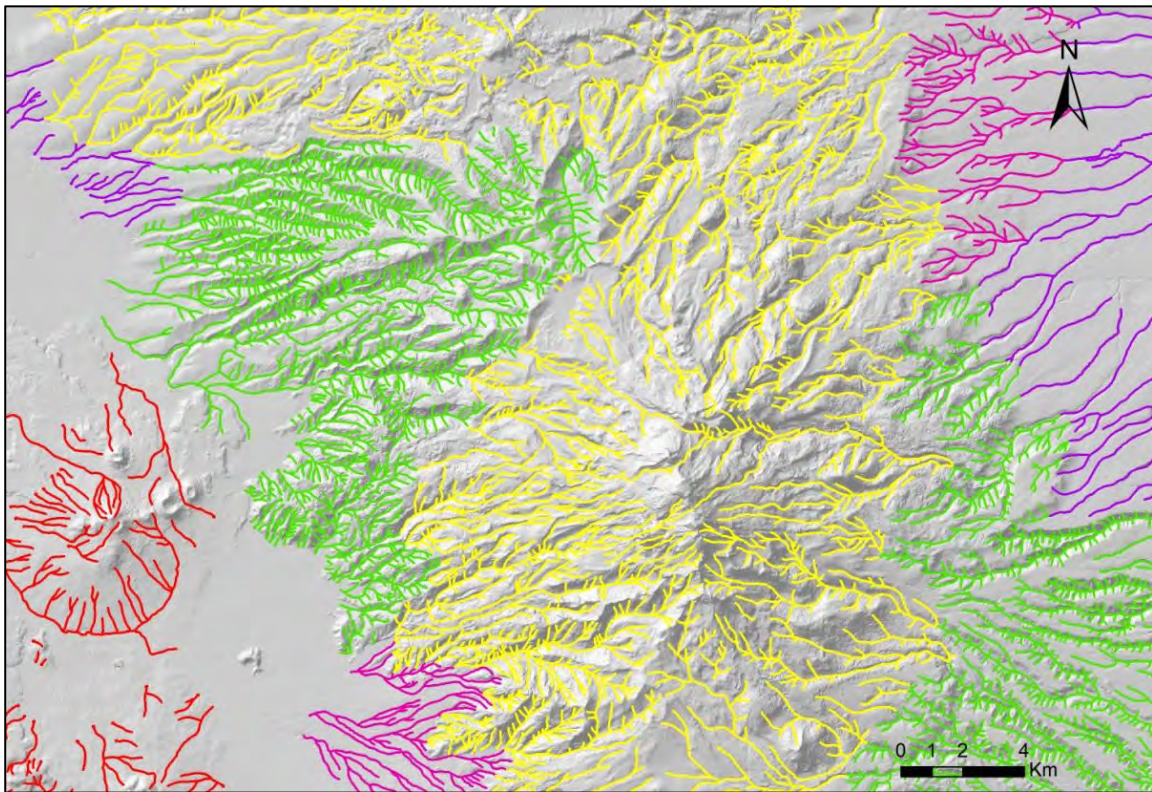


Figura 68. Patrones de drenaje en el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl: dendrítico (verde), subdendrítico (amarillo), paralelo (morado), subparalelo (rosa) y radial centrífugo (rojo).

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 ofrecen un mismo grado de resistencia a la erosión (Guerra-Peña, 1980). Como sería las cubiertas piroclásticas, características del NW de la caldera Llano Grande y al suroriente de los Pies.

Los patrones subdendríticos 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 numerosos flujos de lava que condicionan su dirección y desarrollo; este diseño fluvial se observa en el centro de la zona de estudio, así como en la porción NW.

El drenaje paralelo se dispone sobre rampas proluviales-aluviales que se localizan entre el piedemonte volcánico y las planicies de nivel base, al ser la pendiente muy uniforme ($< 5^\circ$), los valles se disponen espaciados de manera regular; los afluentes prácticamente han desaparecido, ubicándose tanto en la vertiente oriental como en la occidental.

La red fluvial subparalela es una modificación de la configuración anterior, en esta es posible observar una corriente principal con afluentes cortos que se disponen de forma paralela al cauce; su ramificación se debe al aumento en la pendiente general, la cual alcanza los 10° de inclinación. Este arreglo se observa al SW del Iztaccíhuatl, donde existe una rampa piroclástica asociada a los depósitos de caída del Popocatepetl.

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 (Guerra-Peña, 1980). Esta red fluvial se localiza en los depósitos pertenecientes a la Sierra Chichinautzin, donde las lavas se concentraron alrededor de los conos de escoria y se emplazaron a manera de *disco*.

Los valles se clasificaron de acuerdo a su profundidad, en este sentido, la incidencia de los ríos se verá condicionada por factores como la permeabilidad, la resistencia del sustrato a la erosión, la inclinación del terreno y la presencia de estructuras disyuntivas.

5.1.1 Valles < 20 m

En este apartado se agrupan las formas menores del relieve erosivo fluvial, en particular las cárcavas. Las cárcavas son como 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*.

Las cárcavas representan la evolución más temprana de los valles, con ellos se inicia la erosión fluvial, en la zona de estudio son característicos de las cimas y presentan un intenso poder erosivo estacional. En 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.

Estas formas menores de erosión fluvial, también se originan por el deshielo de los glaciares y las nevadas de temporal, bajo estas condiciones, se emplazan en el fondo de los valles glaciares, ahí desarrollan una morfología en V como respuesta al *retrabajamiento* del fondo de la estructura glaciar que los contiene (Fig. 69). Una vez que los ríos abandonan la amplia y profunda depresión alargada, recorren algunos cientos de metros y desaparecen, la mayoría de ellos, se filtra y aparece a manera de manantiales en las partes bajas de la estructura.



Figura 69. Cárcava que no sobrepasa los 5 m de profundidad, esta corriente se originó por el deshielo del glaciar Ayoloco y representa el trabajo de la acción fluvial en el fondo del valle glaciar (Diciembre, 2017).

En el piedemonte volcánico los surcos y las cárcavas se vinculan a la erosión remontante que se identifican por ser surcos con pequeños saltos de cabecera (< 2 m) que tienen el objetivo de hacer retroceder los escarpes de lava, la mayoría de ellos cubiertos de detritos volcánicos. También son frecuentes en la porción superior de las coladas, removiendo material detrítico poco consolidado. En el sector que hemos denominado piedemonte erosivo-acumulativo, las cárcavas se presentan en un arreglo semiradial sobre abanicos proluviales-diluviales, las profundidades no son importantes debido a la cercanía del nivel de base.

Por último, en la Sierra Chichinautzin, la mayoría de los casos tienen desarrollo entre los contactos de las coladas de lava, los escurrimientos no son importantes debido a la alta permeabilidad de la roca desaparecen en los primeros 10 metros de su recorrido.

5.1.2 Valles > 20 m

Este rubro se refiere a barrancos y valles, ambos considerados formas mayores erosivo-fluviales. Los primeros, en planta, son rectilíneos; en perfil son angostos, de flancos abruptos y asimétricos en la mayoría de los casos, presentan ramificaciones a manera de afluentes y su presencia, morfología y localización es controlada por la geometría, longitud, inclinación y el tipo de las laderas donde se emplazan.

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.

Los valles se entienden como depresiones alargadas y pueden ser principales o secundarios (barrancos). Por lo general, el fondo está ocupado por una corriente de agua cuyo volumen varía en función de la estación del año, se disponen en sistemas fluviales o cuencas que pueden ser de tipo endorreica (cuenca de México) o exorreica (cuenca Puebla-Tlaxcala). Los barrancos y valles con profundidades > 20 m son característicos de todo el piedemonte volcánico y su disposición está en función de las coladas que limitan (Fig. 70).

El extremo SE de la zona de estudio, en particular, el área que cubre la avalancha de escombros, es otro lugar donde la erosión fluvial ha excavado valles con profundidades > 20 m, lo que pone en evidencia la competencia de los depósitos al acarreo fluvial, en general el diseño fluvial es semiradial-subparalelo

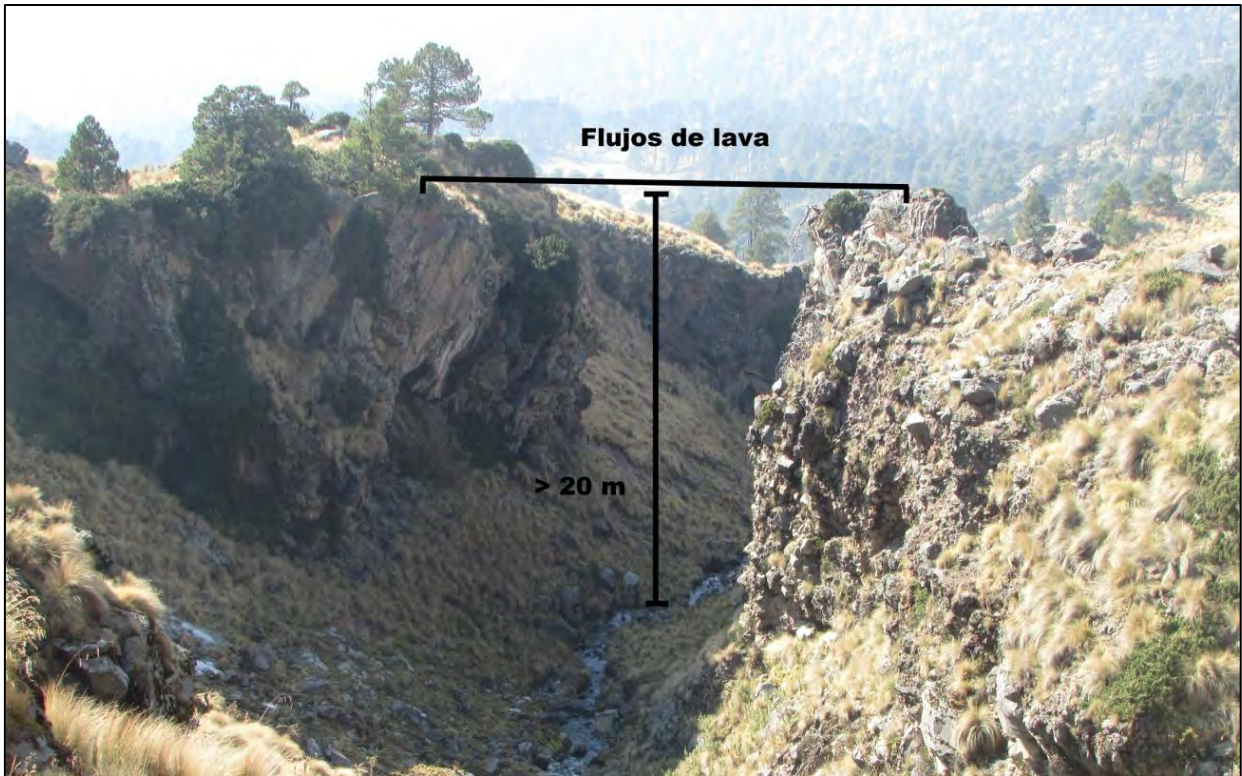


Figura 70. Valle > 20 m de profundidad, excavado entre flujos de lava y de morfología asimétrica. El ejemplo se localiza en el sector occidental del piedemonte volcánico (Diciembre, 2017).

6. *Acumulativo Fluvial*

Las formas del relieve asociadas a procesos fluviales acumulativos son aquellas en donde el río cambia su dinámica erosiva para comenzar a depositar los materiales transportados; esto se debe, principalmente, a la disminución de la inclinación de la superficie.

6.1 Valles de fondo plano

Es una forma de relieve subhorizontal y corresponde al lecho de inundación; su origen se relaciona con la pérdida de la capacidad erosiva que una corriente fluvial tiene al encontrarse con una pendiente homogénea; los materiales arrastrados son depositados en torno al cauce principal, formando una superficie plana.

Esta morfología es más significativa en las proximidades del nivel de base, en este caso el local, la cuenca de México (occidente) y Puebla-Tlaxcala (oriente). En otras palabras, es característica de los sectores distales del piedemonte y en la mayoría de los casos tiene desarrollo en los contactos entre lavas. También se observan en los terrenos originados por la avalancha de escombros, es en este sector donde se observaron los lechos más amplios (> 200 m) (Fig. 71).



Figura 71. Valle de fondo plano ubicado entre los depósitos de la avalancha de escombros. En línea punteada se observan los límites de la superficie de acumulación, el cauce está representado por una línea y un punto (Diciembre, 2017).

6.2 Abanicos aluviales

Se trata de un relieve acumulativo a manera de un cono recostado que presenta una superficie ligeramente convexa. Se forman a partir de la remoción de detritos de origen volcánico, glaciar y material de caída provenientes de las laderas montañosas que son arrastrados por una corriente fluvial; al encontrarse con un cambio repentino en la inclinación del terreno, 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).

Los abanicos aluviales definen una zona de transición entre el piedemonte volcánico y la planicie proluvial-aluvial-lacustre. Se localizan en la vertiente occidental de la cuenca de México. Existen 12 unidades de ellas; es posible reconocer formas individuales; sin embargo, es difícil determinar con precisión la frontera entre cada uno ellos, así como su altura relativa. En el límite con el volcán Popocatepetl se encuentran interrumpidos debido a que están cubiertos por piroclastos recientes que han disimulado su morfología (Fig. 72).

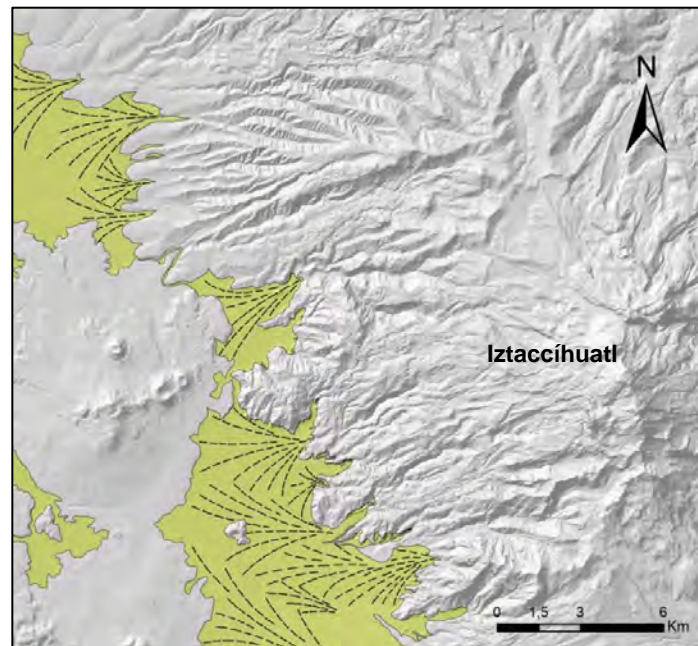


Figura 72. Abanicos aluviales dispuestos entre la planicie de la cuenca de México y el piedemonte volcánico.

6.3 Planicie

Es una superficie subhorizontal-ligeramente inclinada que corresponde a la porción más deprimida de la zona de estudio y por lo tanto, representa el nivel de base local. Su origen se relaciona con procesos fluvio-lacustres que tuvieron desarrollo en el momento que aparece la Sierra Chichinautzin hace 700 000 AP (De Cserna *et al.*, 1988); razón por la cual la depositación es la principal dinámica de este sector.

Es posible identificarla en la vertiente occidental del Complejo Volcánico, esta porción representa el límite SE de la cuenca de México, se puede destacar que esta superficie se encuentra dividida en dos por parte del campo monogenético de la Sierra Chichinautzin, definiendo planicies escalonadas (Fig. 73).

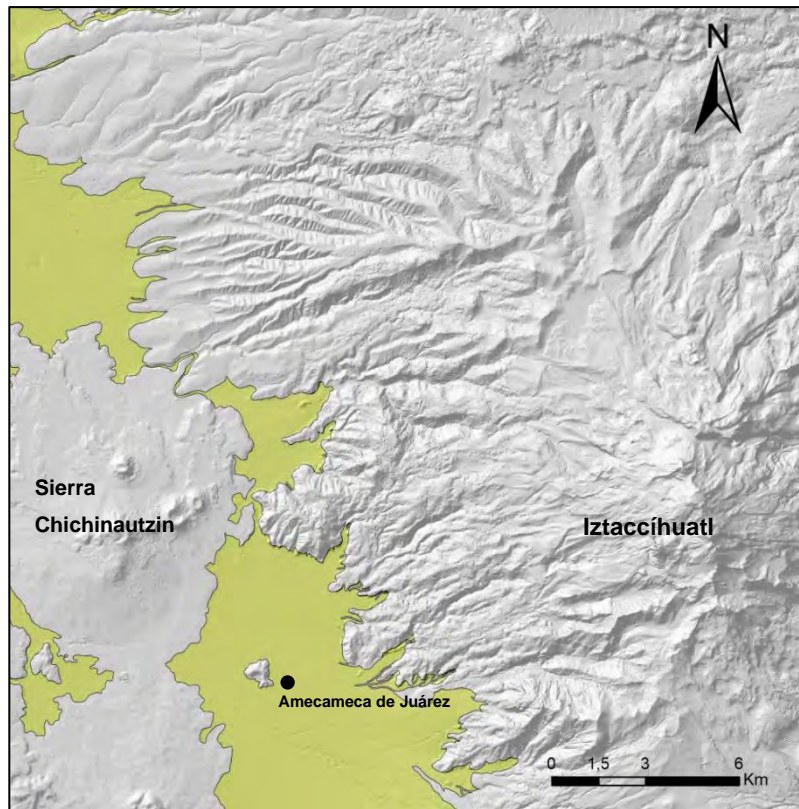


Figura 73. La planicie de la cuenca de México se encuentra interrumpida por los depósitos de la Sierra Chichinautzin, configurando sus sectores de una manera escalonada.

7. 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 Iztaccíhuatl durante los últimos 40 000 años correspondientes al Último Máximo Glacial (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 a que el proceso que les dio origen ya no existe en la actualidad.

7.1 Circos

Se refiere a una depresión en forma de anfiteatro producida por la erosión glaciaria. Esta superficie cóncava corresponde a la zona de acumulación nival, desde donde la masa de hielo comienza su desplazamiento ladera abajo. Por lo regular, se ubican cerca del parteaguas; sin embargo es posible localizarlos en laderas más bajas, hecho que se vincula con los diferentes avances que tuvieron desarrollo en la zona de estudio.

Los circos glaciares pueden observarse de manera continua o discontinua a lo largo de una ladera; esta característica se vincula, en primera instancia, con la intensidad erosiva que los procesos glaciares ejercieron sobre la superficie. También se puede asociar a los procesos exógenos posteriores (fluviales y/o gravitacionales) que han ido desmantelando la configuración original.

7.1.1 Continuos

Este tipo de circos definen arcos abiertos en dirección de la pendiente regional, conservan su morfología original y se mantiene su fisionomía debido al tamaño que presentan, una longitud entre 1 y 4 Km y paredes verticales mayores a 150 m (Fig. 74). También es posible vincular esta característica con la edad. Al ser recientes, los procesos exógenos, en particular la gelifracción y la remoción en masa, no han afectado su aspecto.

Los circos glaciares continuos se localizan en torno al Iztaccíhuatl a una altitud mínima de 3 500 msnm. Es importante mencionar que las unidades que se ubican en este nivel corresponden a un avance anterior a los que Vázquez-Selem (2000) registró, por lo que estas morfologías se consideran evidencias de eventos glaciares más antiguos a 20 000 años.



Figura 74. Circo glaciar continuo (línea azul), la morfología es de un amplio arco de paredes rocosas abruptas ($> 45^\circ$). Esta cabecera glaciar forma parte del valle de Alcalican (Diciembre, 2017).

7.1.2 Discontinuos

Son estructuras que no presentan el dibujo completo de un anfiteatro, tienen una morfología de medio arco y sus laderas se encuentran fragmentadas por eventos glaciares posteriores o por procesos fluvio-gravitacionales (Fig. 75).

Los circos discontinuos son valles glaciares que han perdido su morfología de arco por eventos gélidos posteriores, procesos gravitacionales, intensa gelifracción o cubiertas de lava recientes. Por lo regular se localizan aislados o *anidados* en otros más grandes en los límites de los escalones glaciares.



Figura 75. Circo con morfología de medio arco que pierde continuidad por la presencia de procesos gravitacionales (circo de desprendimiento), para continuar en un tramo corto bien definido y perder continuidad en el extremo derecho de la fotografía, el ejemplo se localiza en el sector oeste del Iztaccíhuatl (Diciembre, 2017).

7.2 Laderas con modelado glaciar

Representan las paredes internas de los valles glaciares y su morfología es recta, cóncava o ligeramente ondulada. Este tipo de intenso modelado glaciar se llevó a cabo sobre domos, coladas y volcanes de lava. Hay que mencionar que las rocas volcánicas son muy competentes a la erosión de los hielos en movimiento debido a la existencia de grietas de enfriamiento que facilitan el desmantelamiento de las estructuras originales.

Por lo general, se distribuyen de manera continua a lo largo de los valles glaciares, con una longitud promedio de 1.5 km; sin embargo, es posible observarlas fuera de este contexto y sin estar vinculadas con un circo. No obstante, esta característica no indica que no lo hayan estado en épocas pasadas, sino que su configuración original ha sido disimulada por la acción de procesos exógenos posteriores, a tal punto de mostrarlas aisladas. Estas superficies presentan una altura que varía entre 100 y 300 m, con una inclinación que sobrepasa los 45° (Fig. 76).

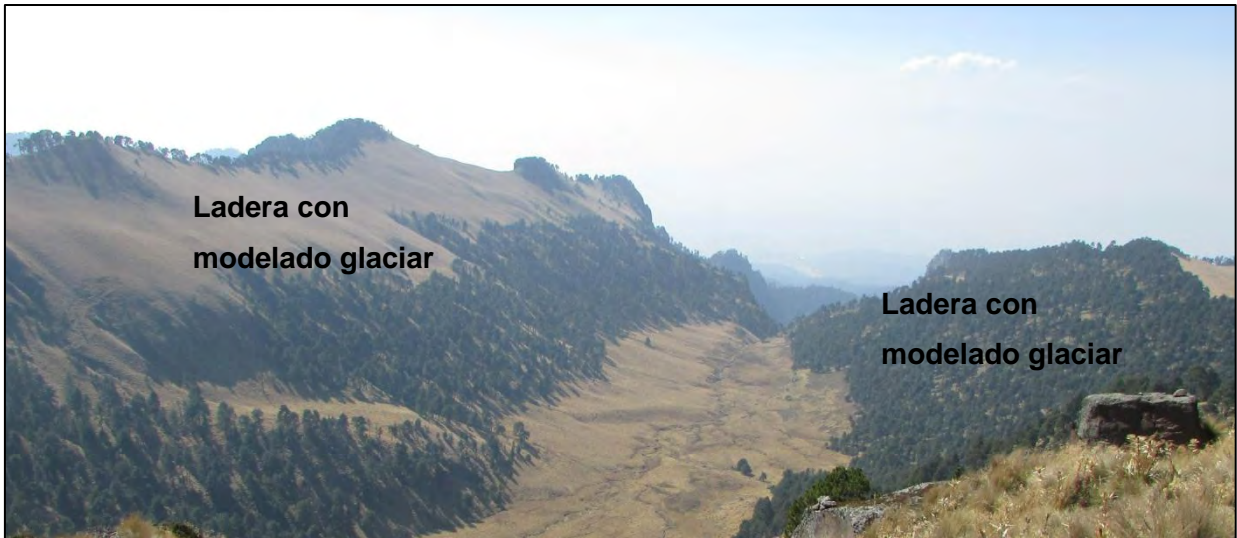


Figura 76. Laderas con modelado glaciar que representa el interior del valle de Milpulco; se encuentra delimitada por el fondo del valle y la cresta glaciar (Diciembre, 2017).

7.3 Crestas

Son formas de relieve que resultan de la erosión simultánea en dos vertientes adyacentes, dando como resultado superficies con morfología que puede variar entre aguda y convexa de acuerdo a la intensidad del evento y a la resistencia del material, estas unidades representan los interfluvios de los valles glaciares .

7.3.1 Aguda

Son superficies angostas que se localizan en la unión entre dos o más valles glaciares. Se ubican en el límite entre circos amplios; este hecho se vincula con la erosión remontante que sufrieron estas formas del relieve debido al *retrabajamiento* por parte de las masas de hielo, factor que promovió el estrechamiento de las crestas, otorgándoles una geometría aguda y asimétrica.

Las crestas agudas no se caracterizan por emplazarse sobre una superficie en particular en la zona de estudio, su distribución se relaciona más con la intensidad de los eventos glaciares pasados. Presentan una longitud total de 28.21 Km (Fig. 77).

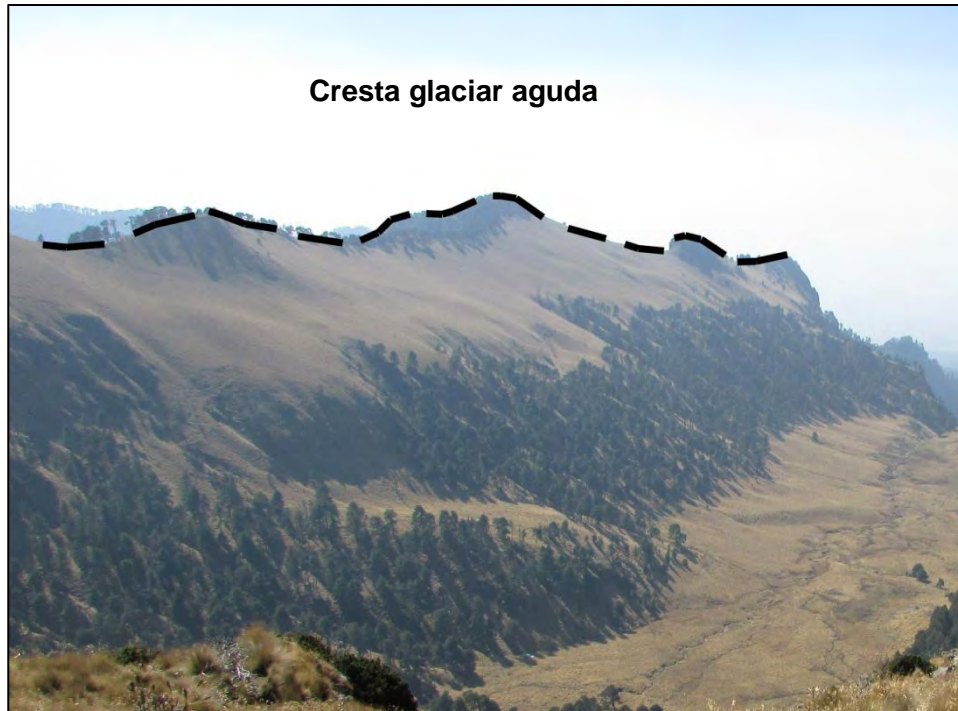


Figura 77. Cresta glaciario entre el valle de Alcalican y Milpulco.

7.3.2 Convexa

Se trata de superficies amplias que se ubican en el límite de dos valles glaciarios. Por lo regular se emplazan en las porciones más altas de las coladas de lava e incluso cruzan por la cima de algunos edificios volcánicos, hecho que favorece su geometría convexa.

Es importante mencionar que la inclinación de estos interfluvios estará en relación con la pendiente que presenten las unidades por donde cruzan estas crestas; sin embargo, varía entre 15 y 30 °. En total, presentan 37.47 Km de longitud.

7.4 Escalón glaciario

Son superficies subhorizontales-ligeramente onduladas que se localizan en los fondos de los valles glaciarios, así como en la cima de algunos volcanes (Fig. 78). Su origen se asocia con el emplazamiento duradero de una masa de hielo que permitió una intensa abrasión en el fondo.

Dentro de los valles glaciares se disponen a manera de grandes escalones; esta característica morfológica se relaciona con los diferentes avances que tuvieron los cuerpos nivales. Al excavar un circo pequeño dentro de otro más grande y preexistente se da configuración a este arreglo escalonado.

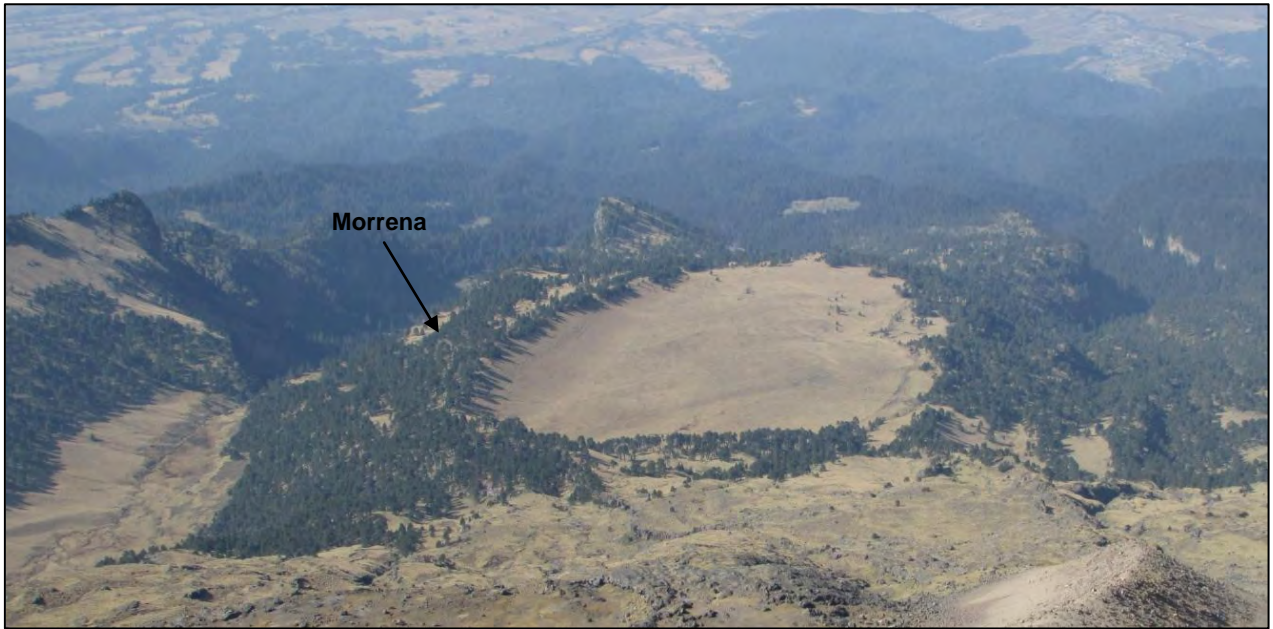


Figura 78. Escalón glaciar ubicado en la cima de un volcán de lava en la vertiente occidental (Diciembre, 2017).

8. *Acumulativo glaciar*

En este grupo se concentran las formas del relieve que se originaron gracias a la acumulación de detritos que fueron transportados por las masas de hielo durante sus periodos de avance y retroceso, los depositó en las porciones frontales, laterales y en el fondo del valle glaciar.

8.1 Depósitos morrénicos

Son formas de relieve que se configuran a partir de la acumulación de materiales heterogéneos, heterométricos y mal clasificados, provenientes de las laderas que fueron erosionadas por las masas de hielo y que son depositados en sus porciones terminales, laterales y en su base. Las morrenas pueden variar en su morfología de acuerdo a su localización con respecto al cuerpo del glaciar.

8.1.1 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 apunta en dirección de la pendiente regional (Fig. 79). 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 (Fig. 80).

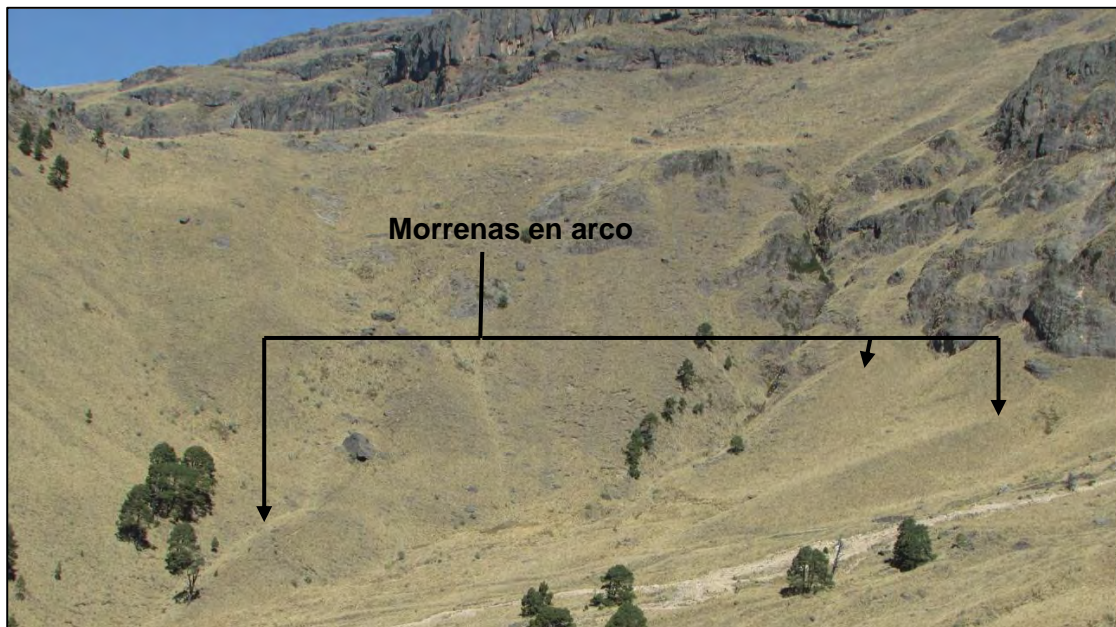


Figura 79. Morrenas ubicadas en el fondo del valle de Alcalican (Milpulco-2), la morfología de ambas es en arco y simétricas, en la imagen no se observa la correspondiente derecha del depósito (Diciembre, 2017).

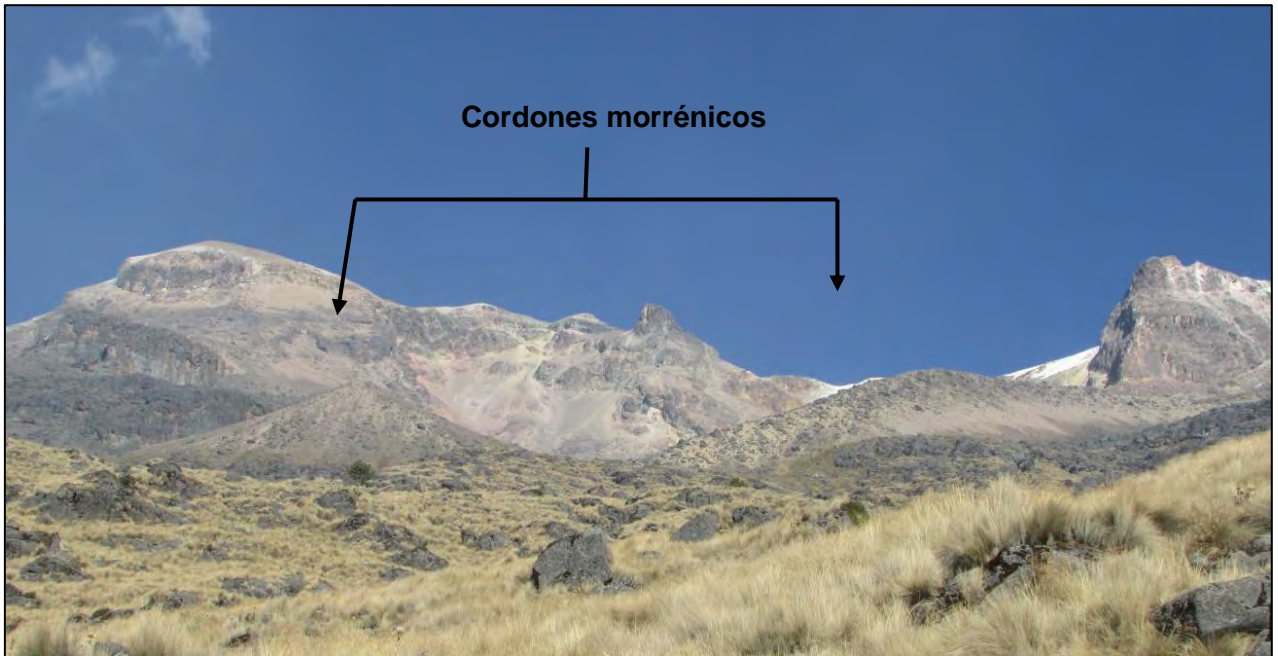


Figura 80. Depósitos morrénicos dispuestos a manera de cordones y que pertenecen al último avance registrado en el Iztaccíhuatl durante la Pequeña Edad de Hielo hace 500 años (Vázquez-Selem, 2000) (Diciembre, 2017).

Los cordones morrénicos se disponen de forma radial en torno a los edificios principales del complejo volcánico (Cabeza, Pecho, Rodillas, Pies y Téyotl). Existe un mayor número de morrenas en la ladera occidental (cuenca de México), hecho que se puede vincular con una menor cantidad de lluvia que existe en esta porción, proceso que ha desmantelado los depósitos de la vertiente oriental (Fig. 81).

Estas morfologías se pueden agrupar de acuerdo a su posición altitudinal, característica que permite definir el alcance máximo de la capa de hielo que cubrió al volcán Iztaccíhuatl durante los diferentes eventos glaciares que tuvieron desarrollo en el centro de México.

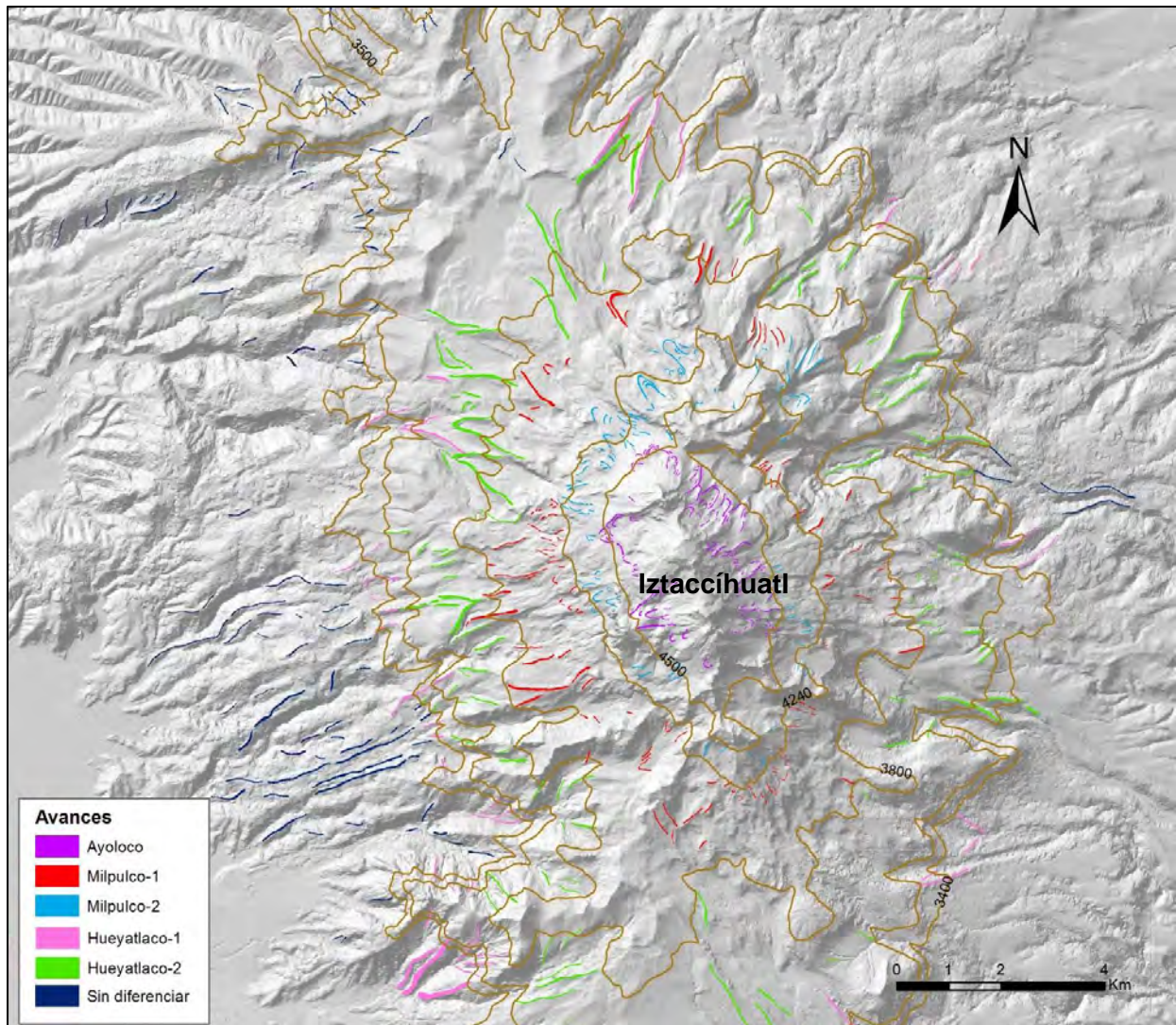


Figura 81. Distribución radial de las morrenas en torno al volcán Iztaccíhuatl de acuerdo al avance glaciar que les dio origen (Vázquez-Selem, 2000).

Vázquez-Selem (2000) determinó que para esta área existieron al menos cinco avances glaciares (Hueyatlaco 1-2, Milpulco 1-2 y Ayoloco), siendo el más antiguo aquel que alcanzó una altitud de 3400 msnm y que representa el Último Máximo Glacial (21 000-17 500 años AP). En este trabajo se reconocieron morrenas por debajo de este nivel (a 2 800 msnm), las cuales se pueden relacionar con el avance Nexcoalango, que se presume tuvo un desarrollo hace ~195 000 AP; (Vázquez-Selem y Heine, 2004); sin embargo, éstas morfologías carecen de una edad absoluta, razón por la cual no es posible determinar con exactitud si pertenecen a este evento.

8.1.2 De fondo

Se trata de detritos dispuestos a manera de un manto en la porción más deprimida del valle glaciar, estos materiales provienen de la alteración y destrucción de bloques rocosos que se encuentran en el lecho cuando la masa de hielo se desplaza. También se pueden asociar al desmantelamiento de los cordones morrénicos por parte de los procesos exógenos, disgregando el material que los compone y distribuyéndolo de forma caótica (Lugo-Hubp, 2011; Quesada-Román, 2016).

Los depósitos morrénicos de fondo se localizan en el sector NE de la Cabeza, al W del Pecho, así como en las laderas septentrionales del volcán Téyotl; se ubican por encima de los 4 300 msnm, y pertenecen al avance denominado Ayoloco (500 años; Vázquez-Selem, 2000). 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 morrénicos (Fig. 82).

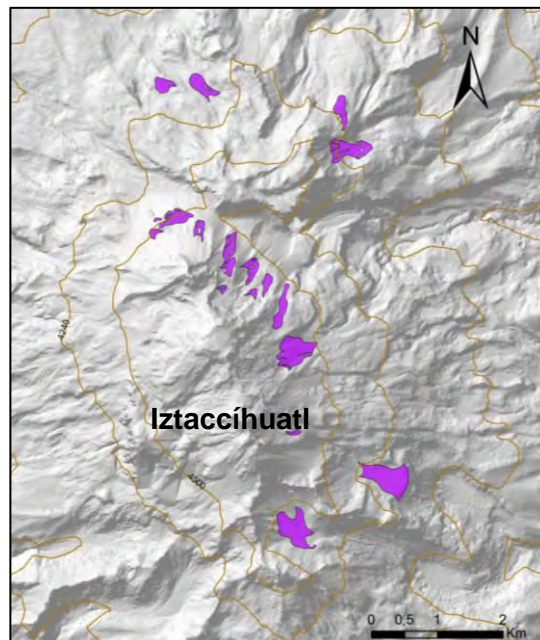


Figura 82. Los depósitos morrénicos de fondo se ubican en paredes abruptas, las cuales proveen de detritos glaciares a los mantos que se distribuyen en el fondo de los valles.

8.1.3 Masivos

Son detritos glaciares que se disponen de manera caótica, por lo regular, en la parte terminal de un circo glaciar, Estos depósitos se relacionan con el retroceso de las masas gélidas que dispusieron bloques heterométricos en el fondo del valle.

En el área se estudio, los depósitos se encuentran en la cicatriz de colapso del edificio de los Pies, el cual fungió como un amplio circo glaciar. En esta concavidad se observan bloques angulosos en la porción distal, asociados con el movimiento del glaciar que se emplazó en esta unidad (Fig. 83).



Figura 83. Interior de la cicatriz del colapso de los Pies. En el centro de la imagen, así como en la porción derecha, se observa bloques de diversos tamaños que componen el depósito morrénico masivo, el cual no presenta un arreglo aparente (Diciembre, 2017).

9. Periglacial

Se refiere a las formas del 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 que se infiltra en los materiales se congela, promoviendo el agrietamiento de las superficies y el posterior fracturamiento de los bloques de roca (Lugo, 2011).

En México, los procesos periglaciares sólo se desarrollan en las montañas que sobrepasan los 4 000 msnm (Andrés *et al.*, 2010), por lo tanto, es factible encontrar formas del relieve asociadas a esta dinámica en el Complejo Volcán Iztaccíhuatl, dentro de los cuales podemos encontrar glaciares rocosos y *protalus rampart*.

9.1 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 *lengua*. 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 procesos de gelifracción, se fracturan y colapsan, sepultando la capa nival. Al fundirse el hielo que se dispone entre los bloques de roca, estos comienzan a desplazarse en favor de la pendiente (White, 1976).

Los glaciares rocosos en el Iztaccíhuatl se disponen en laderas orientadas hacia el NW, esta característica facilita los procesos de hielo-deshielo estacional. Por lo general, se ubican en la vertiente norte del edificio de la Cabeza, así como en entre las coladas de lava pertenecientes al volcán Táyotl (Fig. 84).

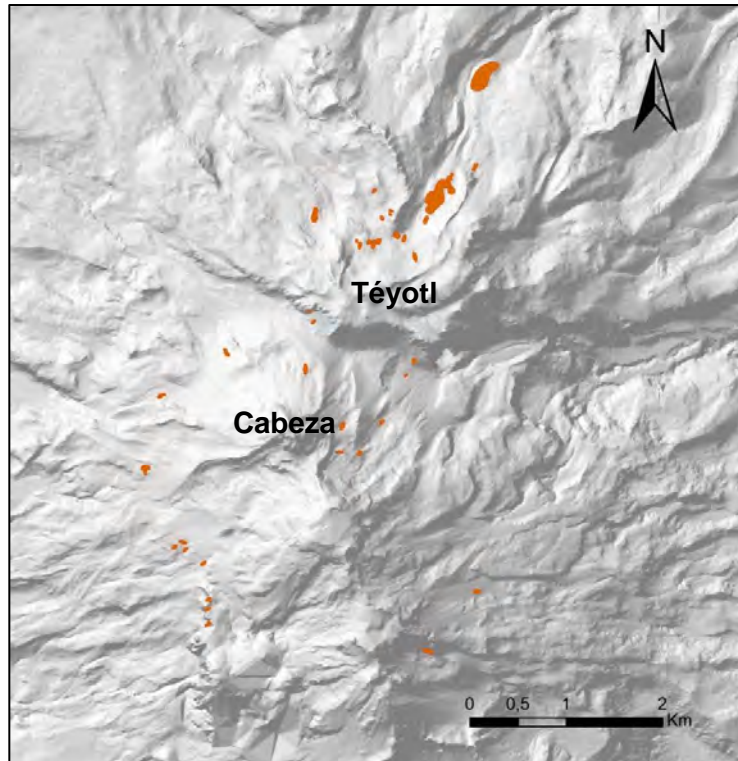


Figura 84. Los glaciares rocosos se distribuyen en el Iztaccíhuatl junto a paredes francas que se orientan, por lo regular, hacia el N.

9.2 *Protales rampart*

Forma de relieve que se dispone a manera de cresta, se forma a partir de la acumulación de detritos rocosos sobre una capa de nieve, provenientes de una ladera con intenso fracturamiento debido a la gelifracción. Los bloques de mayor tamaño se desplazan sobre el manto de hielo hasta depositarse en su porción distal, formando un arco semejante a una morrena. Al fundirse el cuerpo nival, los depósitos se alejan su fuente original.

La distribución de los *protales rampart* es característica en las laderas septentrionales de las lavas del volcán Téyotl, donde se observan 5 unidades; en esta zona, se cumplen las condiciones que favorecen el desarrollo de estas formas del relieve como son paredes rocosas con fuerte inclinación, además de una intensa gelifracción debido a la orientación hacia el NW de sus laderas (Figura 85).

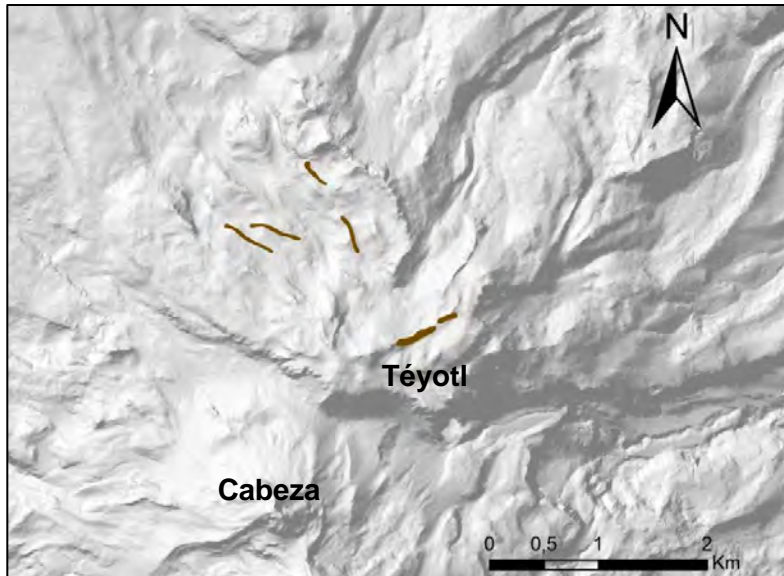


Figura 85. Los *protalus rampart* son característicos del volcán Téyotl. Se disponen a manera de crestas que asemejan una morrena, y se ubican en laderas orientadas hacia el NW.

RELIEVE ANTRÓPICO

Son modificaciones al relieve, realizadas por el hombre y obedecen a necesidades concretas de la población.

10. Minas a cielo abierto

Son aquellas concavidades hechas a partir de la extracción de materiales volcánicos que son aprovechados para la industria de la construcción, por lo regular se disponen en los costados de los flujos de lava. Estas morfologías se localizan en la porción NW del área de estudio.

SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS

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

Posición altitudinal relativa

Símbolos que indican la altura relativa entre unidades geomorfológicas; con ellos se puede inferir la temporalidad de las coladas de lava.

Consideraciones finales

El arreglo geomorfológico del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl se enmarca bajo una dinámica extrusiva, resultado del emplazamiento de diversos productos volcánicos que se desarrollaron a partir de una actividad mixta.

Se evidenciaron los procesos exógenos que han afectado la configuración del volcán Iztaccíhuatl, dentro de ellos destacan los fluviales y glaciares. Los primeros son los que mayor expresión tienen sobre 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 glaciar 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.

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; característica que nos permitió determinar la edad relativa de las estructuras y a su vez, la evolución que ha tenido el complejo volcánico.

CONCLUSIONES

El análisis integral de los factores físico-geográficos, la litología y la geomorfología, permitió entender la configuración espacial y el arreglo entre las formas del relieve que constituyen el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl, aspectos que tienen un vínculo estrecho con manifestaciones culturales ancestrales como rogativas para la lluvia y la buena cosecha, marcadores astronómicos para determinar fechas de importancia ritual y protección a la salud.

En este marco, se puede afirmar que el análisis geomorfológico integral es la plataforma adecuada para realizar una propuesta en donde se caractericen y se valoren once lugares de interés cultural que existen y que no son aprovechados en el Iztaccíhuatl. La potencialidad de estos sitios se podría hacer evidente a través de la cartografía geomorfológica, el procedimiento sería determinar el origen, su morfología y su evolución, con el fin de conservarlos.

Los once sitios que se mencionan en este trabajo son parte de los habitantes de la región y, por lo tanto, su localización no es conocida para las personas que no forman parte de la comunidad (Fig. 4). El potencial de estos sitios aumenta por su valor escénico, ya que se localizan en las cimas de los volcanes, en valles profundos con manantiales y cascadas y en cuevas. La cartografía geomorfológica sería de utilidad en la elaboración de un documento en donde se muestre las vías de acceso, las características físico-geográficas y geomorfológicas de cada uno de ellos con el fin de integrarlos al desarrollo económico de la región.

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

El análisis morfométrico sirvió para delimitar cinco regiones geomorfológicas en el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (Montaña, Piedemonte volcánico, Piedemonte erosivo-acumulativo, Planicie y Sierra Chichinautzin). A partir de cinco variables morfométricas (altimetría, inclinación del terreno, densidad de la disección, profundidad de la disección y energía del 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 la componen, así como su dinámica evolutiva y una zonificación de los procesos exógenos que predominan sobre el territorio.

La cartografía a detalle permitió realizar un análisis geomorfológico en donde se pudo integrar la litología y su competencia a la erosión, aspectos que determinan la evolución del relieve junto con los elementos climáticos actuales y pasados (glaciares). En este contexto, se reconocieron 42 formas del relieve, clasificadas de acuerdo a su génesis (endógeno, endógeno modelado y exógeno).

La cartografía que se presenta tiene límites precisos y bien definidos, características necesarias para la representación de un relieve tan efímero como lo son los glaciares rocosos, *protalus rampart* y morrenas. En este sentido, hay que mencionar que la calidad del documento permitirá el estudio, en un futuro, de las características glaciares pasadas en este volcán, sirviendo como plataforma idónea para la reconstrucción de eventos glaciares pasados. En este sentido hay que mencionar que esta información es de importancia en las políticas de conservación y manejo del Parque Nacional Izta-Popo.

Hay que mencionar que se elaboró un perfil geomorfológico complejo con el fin de hacer evidente el vínculo que existe entre la morfología, la litología y su competencia a la erosión. En este sentido, se valida la metodología donde el gráfico muestra el control que tiene la alternancia de materiales volcánicos (flujos de lava y piroclásticos) en la efectividad de los procesos y la morfología del

relieve, derivando en una interpretación que toma en cuenta las regiones geomorfológicas (Montaña y Piedemonte volcánico) (Fig. 86).

En la montaña, el sustrato no permite la presencia de cauces debido a la alta permeabilidad de la roca, además de haber estado bajo la influencia glaciaria en épocas pasadas; esta relación es clara con la gráfica de densidad de la disección (A) y que también tiene reflejo en la existencia de valles efímeros y poco profundos como lo muestra la gráfica B (profundidad de la disección). Por otro lado, la energía del relieve se distingue por alcanzar hasta 600 m de desnivel, hecho que pone de manifiesto la acumulación de material entorno a un foco eruptivo y la fuerte erosión que provocaron las masas de hielo.

El piedemonte volcánico muestra un aumento en el desarrollo de la red fluvial debido al emplazamiento de una capa piroclástica que promovió la densificación del drenaje; sin embargo, existe una disminución significativa de los valores por la existencia de una superficie subhorizontal, representada por el fondo de la caldera Llano Grande. La profundidad de la disección no tiene una expresión considerable; los ríos inciden sobre material deleznable y al terminar de removerlos, se encuentra con una superficie resistente a la erosión (lavas), los valores indican el espesor de la capa de detritos. El desnivel de altitud no es muy marcado (< 200 m), el existente está representado por los frentes de las coladas de lava.

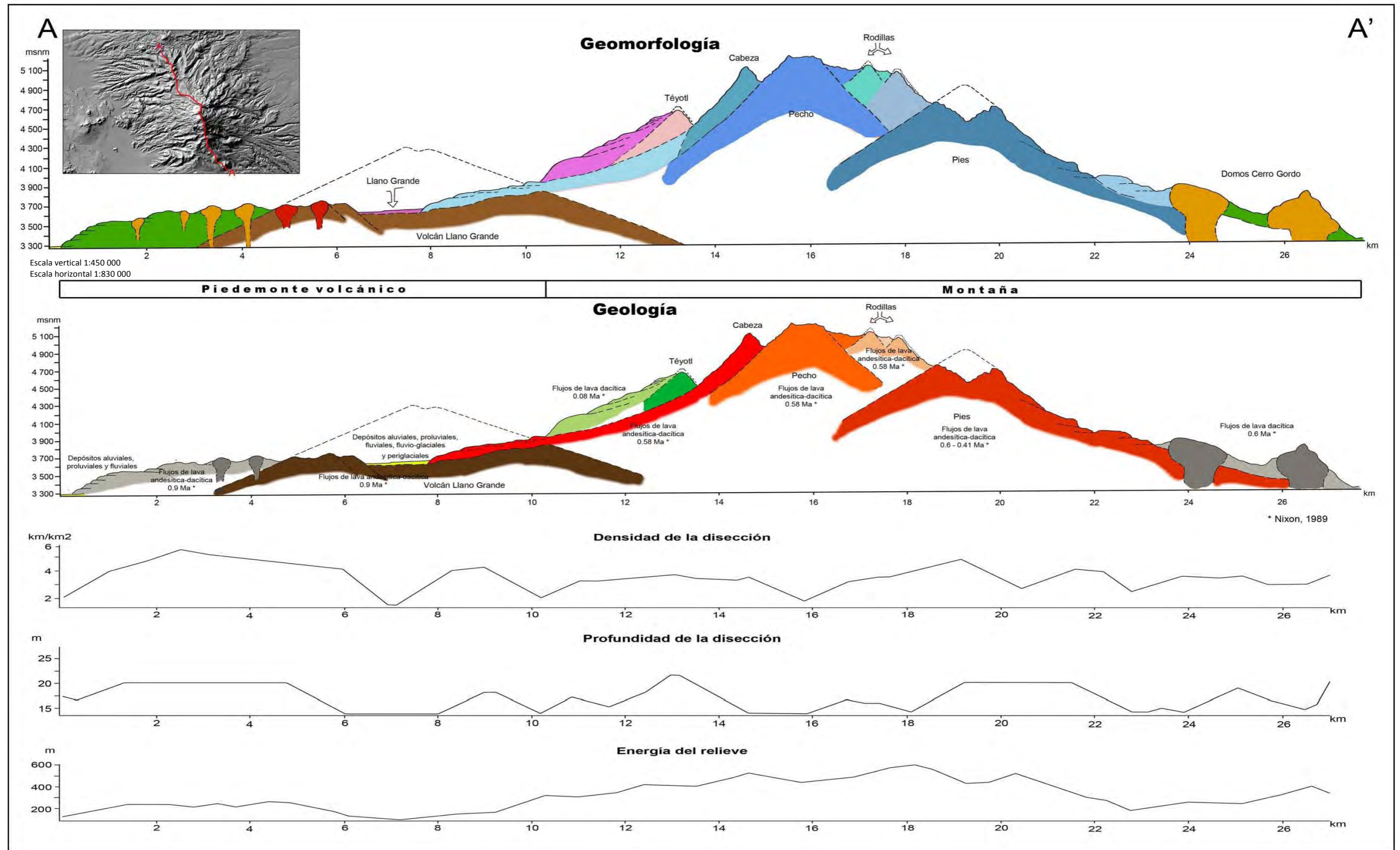


Figura 86. Perfil longitudinal N-S. Trayecto que atraviesa las estructuras principales del complejo volcánico Iztaccíhuatl.

BIBLIOGRAFÍA

- Altamirano, A. (1971). *Alpinismo Mexicano*. ECLALSA, México.
- 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.
- Álvarez, R. y H. Delgado, (2002) "Characterization of a tropical ice body on Iztaccíhuatl volcano, Mexico". *SPIE*, vol. 4758, USA.
- 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.
- Aranda, R. (1997). "El culto a los volcanes en el sur de la cuenca de México durante el preclásico: evidencias arqueológicas de Xico". En *Graniceros: cosmovisión y meteorología indígenas de Mesoamérica*. Albores, Beatriz y Johanna Broda (coord.). El Colegio Mexiquense/IIH, UNAM, México. 141-156.
- 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.
- Blázquez, L. (1944) "La edad glacial en México". *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística* LVIII, México. 263-305.
- Bonfil, G. (1968). "Los que trabajan con el tiempo. Notas etnográficas de los graniceros de la Sierra Nevada, México". *Anales de Antropología*, UNAM-IIH, Sección de Antropología, vol. V, México.
- Branney, M., y V. Acocella (2015). "Calderas". En: *The Encyclopedia of Volcanoes* (second edition), Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (editores). Elsevier. 299-315.

- Broda, J. (1982). El culto mexicana de los cerros y del agua. *Multidisciplinaria*, UNAM, ENEP-ACATLAN, año 3, núm. 7, México. 45-56.
- Broda, J. (1991). "Cosmovisión y observación de la naturaleza: el ejemplo del culto a los cerros". En: *Arqueoastronomía y etnoastronomía en Mesoamérica*. Stanislaw Iwaniszewski, Lucrecia Maupomé y Johanna Broda (editores). Memoria del simposio realizado en Ciudad Universitaria del 24 al 28 de septiembre de 1984. UNAM-IIH, Serie de Historia de la ciencia y la tecnología, NUM 4, México. 461-501.
- Broda, J. (1997). "El culto mexicana de los cerros de la cuenca de México: Apuntes para la discusión sobre graniceros". En: *Graniceros: cosmovisión y meteorología indígenas de Mesoamérica*. Albores, Beatriz y Johanna Broda (coord.). El Colegio Mexiquense/IIH, UNAM, México. 49-90.
- Broda, J. (2009). "Simbolismo de los volcanes". En *Arqueología Mexicana* vol. XVI, núm. 95, 40-47.
- Brotherston, G. (1997). "Los cerros Tláloc: su representación en códices". En: *Graniceros: cosmovisión y meteorología indígenas de Mesoamérica*. Albores, Beatriz y Johanna Broda (coord.). El Colegio Mexiquense/IIH, UNAM, México. 25-48.
- Cadoux, A., Missenar, Y., Martínez-Serrano, R. y H. Guillou (2011). "Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range". *Geological Magazine*, 148(03), 492-506.
- 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. Tesis de doctorado en ciencias de la Tierra (Sismología y Física del interior de la Tierra). 177 p.
- Carrasco, N. (1985) *Estudio geológico del volcán Popocatepetl*. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM. 138 p.

- Cas, R. A. F. y Wright, J. V. (1993). *Volcanic successions*. Chapman & Hall. London. 528 p.
- De Cserna, Z., Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Trial, L., Miltre-Salazar, L. M., & Mota-Palomino, R. (1988). "Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México". *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*, vol 104, núm 71. UNAM, México pp. 145-170.
- De Jesús Rojas, J. (2014). *Geomorfositios en el Volcán Parícutín, Michoacán, México*. Tesis de Licenciatura en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Delgado Granados, H., Julio Miranda, P., Álvarez, R., Cabral-Cano, E., Cárdenas González, L., Correa Mora, F, Luna Alonso, M. y C. Huggel, (2005). "Study of Ayoloco Glacier at Iztaccíhuatl volcano (Mexico): hazards related to volcanic activity-ice cover interactions". *Z.Geomorph. N.F. Suppl.-Vol.1*. 181 – 193.
- Demant, A. (1978). "Características del eje neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación". *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*, vol. 2, núm. 2. UNAM, México. 172-187.
- Demant, A., & Nixon, G. T. (1980). "Variations géochimiques des basaltes quaternaires de l'Axe Transmexicain; signification géodynamique: Paris". *Cong. Geol. Internacionai*, 26.
- Dóniz Páez, J., Romero, C., Coello de la Plaza, E., Guillén Martín, C., & García Cacho, L. (2006). "El uso de técnicas morfométricas para la clasificación geomorfológica de los volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Canarias, España)". En. *Geomorfología y territorio*. Santiago de Compostela, Universidad de Santiago de Compostela, 723-739.
- Durán, D. (1967). *Historia de las Indias de Nueva España e islas de la Tierra Firme (cap. XVII)*. Biblioteca Porrúa núm. 36 y 37, México.

- Ferrari, L. (2000). "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. v. LIII. 84-92.
- Ferrari, L.; Conticelli, S.; Vaggelli, G.; Petrone, C y P. Manetti, (2000). "Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt". *Tectonophysics* 318. 161-185.
- Ferrari, L.; Orozco-Esquivel, M.T.; Manea, V. y M. Manea (2012). "The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone". *Tectonophysics* 522,523, 122-149.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdéz, G. y J. C. Mora, (2002). "Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central of the Trans-Mexican Volcanic Belt". *Geofísica Internacional*, vol. 41, num. 2. 133-150.
- García-Tenorio, F. (2002). *Estratigrafía y petrología del complejo volcánico Iztaccíhuatl*. Tesis de Ingeniero Geólogo. México, D.F. Instituto Politécnico Nacional. 149 p.
- García-Tenorio, F. (2008). *Avalancha de escombros del pleistoceno tardío del cono los pies, complejo volcánico Iztaccíhuatl*. Tesis de Maestría, IPN, México. 198 p.
- Glockner, J. (1996). *Los volcanes Sagrados; Mitos y rituales en el Popocatepetl y la Iztaccíhuatl*. Editorial Grijalbo, S.A. de C.V. México D.F. 236 p.
- Glockner, J. (1997). "Los sueños del tiempero". En: *Graniceros: cosmovisión y meteorología indígenas de Mesoamérica*. Albores, Beatriz y Johanna Broda (coord.). El Colegio Mexiquense/IIH, UNAM, México. 503-52.
- Glockner, J. (2009). "Mitos y sueños de los volcanes". En *Arqueología Mexicana* vol. XVI, núm. 95, 64-69.
- Gómez-Tuena, A.; Orozco-Esquivel, M. T.; Ferrari, L. (2005). "Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LVII, núm. 3. 227-283.

- Gordillo-Reyna, C. (2018) *Cartografía geomorfológica del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón*. Tesis de Licenciatura en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. 155 p.
- Guerra-Peña, F. (1980). *Fotogeología*. Universidad Nacional Autónoma de México. México, DF. 337 p.
- Guillen, M. (1996). *Geomorfología de la vertiente occidental del volcán Iztaccíhuatl*. Tesis de Licenciatura en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Harris, A. y S. Rowland (2015). "Lava flows and Rheology". En: *The Encyclopedia of Volcanoes* (second edition), Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (editores). Elsevier. 321-342.
- Heine, K. (1988). "Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes". *Geowissenschaften*, 6, 197-205.
- Iturbe, M. (2005). *Mito de dos volcanes: Popocatepetl, Iztaccíhuatl*. INBA, México.
- Iturriaga, J. (1997). *El Popocatepetl, ayer y hoy*. Editorial Diana S.A de C.V., México.
- Iwaniszewski, S. (1986). "Arqueología de Alta montaña en México". *Estudios de Cultura Náhuatl*, vol. 18, UNAM-IIH, México. 249-273.
- Iwaniszewski, S. (2001). "Y las montañas tienen género. Apuntes para el análisis de los sitios rituales en la Iztaccíhuatl y el Popocatepetl". En: *La montaña en el paisaje ritual*. Broda, J., Iwaniszewski, S. y A. Montero (coord.). CONACULTA-INAH, UNAM. México. 112-147.
- Iwaniszewski, S. (2006). "La interpretación arqueo-astronómica de la 'Piedra del Gigante' de Orizaba y de la 'Piedra Semilla' (Relieve Solsticial) de Tomacoco". En: *Trabajos de arqueoastronomía: ejemplos de África, América, Europa y Oceanía*. Lull, J. (ed.). Agrupación Astronómica de la Safor, Gandía. 143-159.

- Iwaniszewski, S. y A. Montero (2001). "La sagrada cumbre de la Iztaccíhuatl". En: *La montaña en el paisaje ritual*. Broda, J., Iwaniszewski, S. y A. Montero (coord.). CONACULTA-INAH, UNAM. México. 95-111.
- Juárez, A. (2012). "Las montañas humanizadas: los volcanes del altiplano central". *Revista del Centro de Estudios Interdisciplinarios de las Culturas Mesoamericanas, A.C.* año 1, nº 1. 64-70.
- León-Portilla, M. (2005). "Iztaccíhuatl y Popocatepetl una antigua leyenda". En: *El Mito de dos volcanes: Popocatepetl, Iztaccíhuatl*. Iturbe, Mercedes [coord.]. INBA, México. pp. 42-47.
- Lorenzo, J.L. (1957). *Las zonas arqueológicas de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl*. INAH, Dirección de Prehistoria, México.
- Lorenzo, J.L. (1964). "Los glaciares de México". *Monografías del instituto de Geofísica 1*. Instituto de Geofísica, UNAM 124 pp.
- Lorenzo, J. L. (1969). *Condiciones periglaciares de las altas montañas de México* (Vol. 4). Departamento de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia. 4-45.
- 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-Hubp, J. (1984) *Geomorfología del sur de la cuenca de México*. Instituto de Geografía. México. 95 pp.
- Lugo-Hubp, J. (1991) *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía. UNAM. 128 pp.
- Lugo-Hubp, J. (2001). "Los Conceptos Geomorfológicos en la obra de Ezequiel Ordóñez (1867-1950)". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18(1), Universidad Nacional Autónoma de México. 89-102.
- Lugo-Hubp, J. (2011). *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 479 pp.

- Macías, J.L, Arce, J. L.;García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F. y D. Avellán, (2012). "Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico". En: *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field*, Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S. (eds). Guide 25, 163–193.
- Manea, V.C., Manea, M. y L. Ferrari (2013). "A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America". *Tectonophysics* 609, 56-81.
- Montero, A. (2004). *Atlas Arqueológico de la alta montaña mexicana*. SEMARNAT-CONAFOR, México. 180 pp.
- Montero, A. (2009). "Los grandes volcanes y la arqueología". En *Arqueología Mexicana* vol. XVI, núm. 95, 48-53.
- Neyra, J. (2012). *Guía de las altas montañas de México y una de Guatemala*. CONABIO. México. 150 pp.
- Nixon, G. T. (1988a). "Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes". *Journal of Petrology*, 29(2), 213-264.
- Nixon, G. T. (1988b). "Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx". *Journal of Petrology*, 29(2), 265-303.
- Nixon, G. T. (1989). "The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico". *Geological Society of America*, Special Papers, 219, 1-59.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L. y J. E. Harkal, (1985). "K-Ar geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican volcanic belt". *Geofísica Internacional*, vol. 26-1, 109-158.

- Ordóñez, E. (1894). "Notas acerca de los ventisqueros del Iztaccíhuatl". *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, No. 8, 31-42.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., (1995). "Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic". *Geology*, v. 23, 1,127-1,130.
- Peña-Monné, J.L. (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geomorfo Ediciones. Zaragoza, España. 227 pp.
- Porter, S.C. (1986). "Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last millennium". *Quaternary Research*, 26, 27-48.
- Porter, S.C. (2000). "Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation". *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067-1091.
- 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.
- Robin, C. (1984). "Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risqué". *Bulletin volcanologique*, 47(1), 1-23.
- Robin, C., & Boudal, C. (1987). "A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1), 115-130.
- Robles-Ramos, R. (1944). "Algunas ideas sobre glaciología y morfología del Iztaccíhuatl". *Revista Geográfica*, Tomo 4, No. 10 - 12, 65 – 98.
- Rosi, M; Papale, P; Lupi, L; Stoppato, M (2003). *Volcanoes, a Firefly Guide*. Firefly Books. Spain. 335 pp.
- Sahagún, B. (1956). *Historia general de las cosas de la Nueva España*. Editorial Porrúa, México.
- Sánchez, A. y E. Propin (2014). "Volcanes y Turismo: Manifestaciones territoriales de nuevas formas de la actividad turística. El caso del volcán Parícutin, México". En: *Volcanes y ecoturismo en México y América Central*. Sánchez,

- A. y L. Quirós (editores) Universidad Nacional de Costa Rica. Costa Rica. 29-56.
- Scarth, A. (1994), *Volcanoes*. First US edition Texas A&M University press. 273pp.
- Schlaepfer, J.C. (1968). *Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos*. Hoja México 14 Q-h(5). Esc. 1:100 000, Instituto de Geología, UNAM, México, DF.
- Schmincke, H. U. (2004). *Volcanism*. Springer-Verlag. Germany.
- Shurbet, D. H., & Cebull, S. E. (1984). "Tectonic interpretation of the Trans-Mexicano volcanic belt". *Tectonophysics*, 101(1-2), 159-165.
- Siebe, C., Macias, J. L., Abrams, M., Rodriguez, S., Castro, R., & Delgado, H. (1995). "Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: implications for future hazards". In *Guidebook of geological excursions: in conjunction with the Annual Meeting of the Geological Society of America*, New Orleans, Louisiana, November 6-9, 1995. 1-48.
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J.L., Gardner, J., Bonasia, R. (2017). "The 23, 500 & ¹⁴C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl, volcano, Mexico". *Journal of volcanology and Geothermal Research*. 333-334, 66-95.
- Siebert, L. (1984). "Large volcanic debris avalanches: characteristics of sources areas, deposits and associated eruptions". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 22, 163-197.
- Siebert, L. Béget, J.E., Glicken, H., Ui, T. (1987) "Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai-type eruption". *Bulletin of Volcanology* 49. pp. 435-459.
- Simonov, Y., (1985) *Análisis morfométrico*. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).

- Steele, W. K. (1971). "Paleomagnetic directions from the Iztaccihuatl volcano, Mexico". *Earth and Planetary Science Letters*, 11(1), 211-218.
- Steele, W. K. (1985). "Paleomagnetic constraints on the volcanic history of Iztaccihuatl". *Geofísica Internacional*, 24(1). 159-167.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Vázquez-Selem, L., Franco-Ramos, O., & Palacios, D. (2011). "Dendrogeomorphic dating of rockfalls on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccihuatl volcano, Mexico". *Earth surface processes and landforms*, 36(9), 1209-1217.
- Uriarte Cantolla, A. (2004). *Historia del clima de la Tierra. Gobierno Vasco. Departamento de Transportes y Obras Públicas. Dirección de Meteorología y Climatología, Vitoria-Gasteiz*, 306 pp.
- Urrutia-Fucugauchi J. H. y L. del Castillo (1977). "Un modelo del eje volcánico mexicano". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, pp. 18-28.
- Vázquez-Sánchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). "Geología de la Cuenca de México". *Geofísica Internacional*, 28(2), 133-190.
- Vázquez-Selem, L. (1985). *Estudio geomorfológico del noroeste de la cuenca de Puebla-Tlaxcala*. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Vázquez Selem, L. (1991). "Glaciaciones del Cuaternario tardío en el volcán Téyotl, 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.
- Vázquez-Selem, L. (2011). "Las glaciaciones en las montañas del centro de México". En: *Escenarios de cambio climático: registros del Cuaternario de America Latina*, Caballero, M. y B. Ortega (editores), I. Universidad Nacional Autónoma de México, México, 215-238 pp.

- Vázquez-Selem, L., y K. Heine, (2004). "Late quaternary glaciation of Mexico". In *Developments in Quaternary Sciences* Vol. 2, pp. 233-242.
- Vázquez-Selem, L. y K. Heine (2011) "Late quaternary glaciation in Mexico". En: *Quaternary glaciations - Extent and chronology. A closer look. Developments in Quaternary Science*, Ehlers, J., Gibbard, P.L., and P.D. Hughes (eds), Elsevier, Amsterdam. 849 – 861.
- Villa-Roiz, C. (1997). *Popocatepetl, mitos ciencia y cultura (un cráter en el tiempo)*. Plaza y Valdés, México.
- White, S. E. (1956a). Geología glacial del Iztaccíhuatl. En: *SE Mooser Federico, La Cuenca de México Consideraciones Geológicas y Arqueológicas. México: Dirección de Prehistoria INAH. 23-27.*
- White, S.E. (1956b). "Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico". *Journal Geology* 64 (3). p. 289 - 295.
- White, S. E. (1962a). "Late Pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccihuatl, Mexico". *Geological Society of America Bulletin*, 73(8), 935-958.
- White, S. E. (1962b). *El Iztaccíhuatl: acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el pleistoceno superior* (Vol. 6). Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- White, S.E. (1976) "Rock glaciers and rock field, review and new data". *Quaternary research* 6, 77-97 pp.
- White, S.E. (1987). "Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico". *Quaternary Science Reviews*, vol. 5, no. 1-4, 201-205.
- White, S. E., & Lorenzo, J. L. (1968). Volcanology and Geomorphology of the Southeast Corner of Mexico Basin, West Side of Iztaccihuatl and North Side of Popocatepetl Volcanoes, Mexico: *The Geological Society of America Field Trip*. Geological Society of America.

Zamorano-Orozco, J.J. (1990) *Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México* (en ruso). Tesis para optar por el título de Doctor en Geografía (Geomorfología). Facultad de Geografía, Universidad Estatal de Moscú, M. V. Lomonosov. 225 pp.

Material cartográfico

Comisión de Estudios Territoriales Nacional (1971) Fotografías aéreas, escala 1:50 000

Comisión de Estudios Territoriales Nacional (1977) Fotografías aéreas, escala 1:35 000

Dirección General de Geografía (1983) Fotografías aéreas, escala 1:37 000

Dirección General de Geografía (1983) Fotografías aéreas, escala 1:80 000

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (1993) Fotografías aéreas, escala 1:75 000.

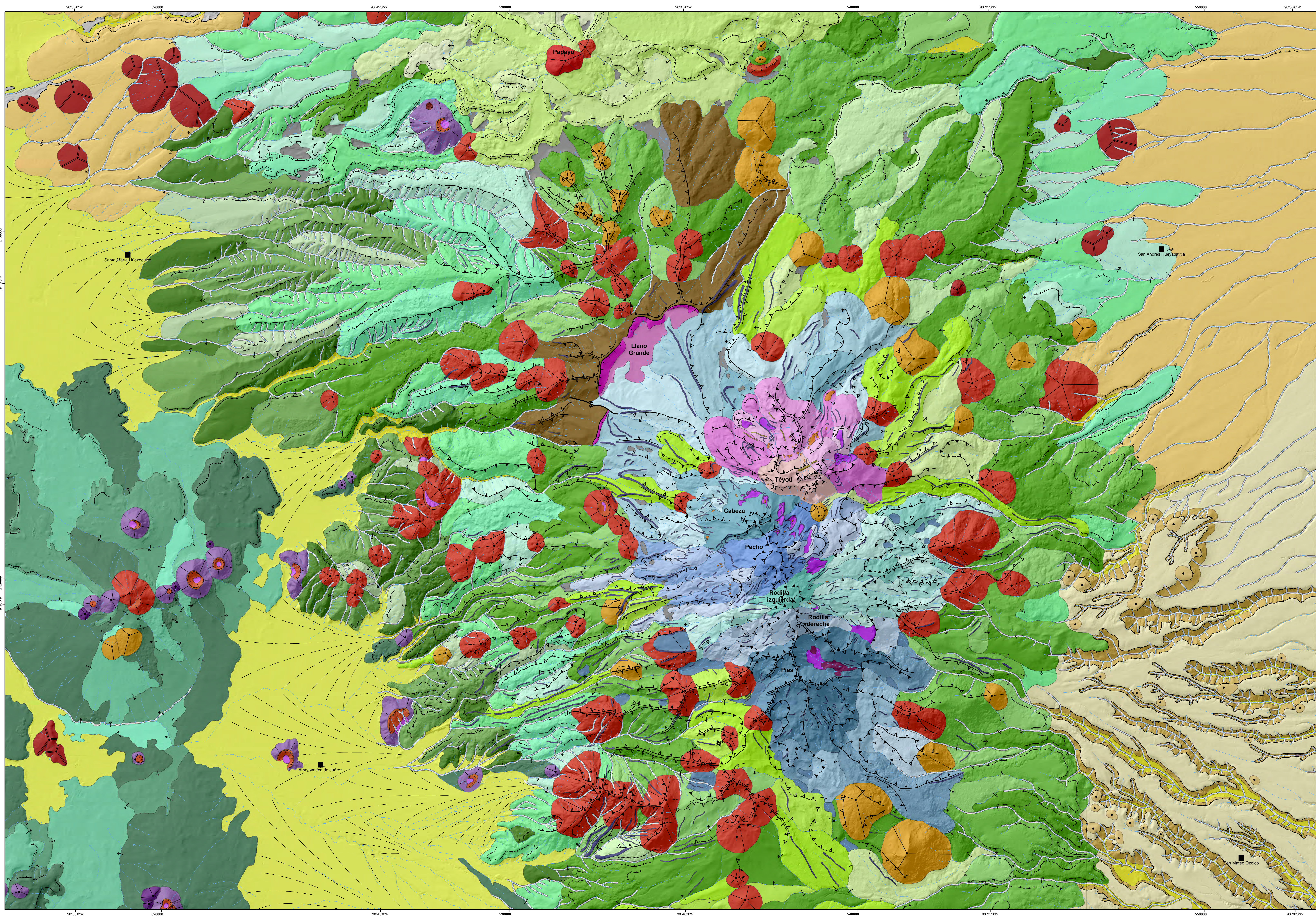
Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Modelo Digital de Alta Resolución (5 m) de hoja topográfica F14B31, F14B32, F14B41 y F14B42.

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica F14B31 *Chalco*, Escala 1:50 000.

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica F14B32 *San Martín Texmelucan*, Escala 1:50 000.

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica F14B41 *Amecameca*, Escala 1:50 000.

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2014) Datos vectoriales Hoja topográfica F14B42 *Huejotzingo*, Escala 1:50 000.



Mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl

- RELIEVE ENDÓGENO**
- 1. Volcánico acumulativo**
- 1.1 Volcanes compuestos
 - 1.1.1 Iztaccíhuatl:
 - a) Cabeza
 - b) Pecho
 - c) Rodilla izquierda
 - d) Rodilla derecha
 - e) Pies
 - 1.1.2 Teyotl
 - 1.2 Volcanes de lava
 - 1.2.1 Papayo
 - 1.2.2 Volcanes menores
 - a) Cráter cerrado
 - b) Cráter abierto
 - c) Cima convexa
 - 1.3 Domos
 - 1.4 Coladas de lava asociadas a:
 - 1.4.1 Iztaccíhuatl:
 - a) Cabeza
 - b) Pecho
 - c) Rodilla izquierda
 - d) Rodilla derecha
 - e) Pies
 - 1.4.2 Teyotl
 - 1.4.3 Papayo
 - 1.4.4 Sierra Chichinautzin
 - 1.4.5 Volcanes menores, sepultados o parcialmente sepultados:
 - a) Tempranas
 - b) Intermedias-tempranas
 - c) Intermedias-tardías
 - d) Tardías
 - 1.5 Formas asociadas a relieve volcánico acumulativo:
 - 1.5.1 Llano volcánico
 - 1.5.2 Frente de lava (escarpe)
 - 1.5.3 Leveé
- 2. Volcánico explosivo**
- 2.1 Destructivo
 - 2.1.1 Cicatriz de colapso
 - 2.2 Constructivo
 - 2.2.1 Cono de escoria:
 - 2.2.1.1 con cráter:
 - a) Labio
 - b) Atrio
 - c) Fondo
 - 2.2.1.2 Boca (vent)
 - 2.2.1.3 Sin cráter:
 - a) Cima convexa
 - b) Cono adventicio
 - 2.2.2 Rampas piroclásticas
- 2.2.3 Depósito de avalancha de escombros con morfología:**
- 2.2.3.1 Tabular
 - 2.2.3.2 Laderas escarpadas
 - 2.2.3.3 Lomerios (Hummocks)
- 3. Tectónico**
- 3.1 Falla lateral con movimiento izquierdo
- RELIEVE ENDÓGENO MODELADO**
- 4. Volcánico**
- 4.1 Caldera Llano Grande
 - 4.1.1 Laderas exteriores
 - 4.1.2 Atrio
 - 4.1.3 Fondo
 - 4.2 Volcanes de lava
 - 4.3 Domos
 - 4.4 Volcanes parcialmente sepultados
- RELIEVE EXÓGENO**
- 5. Erosivo fluvial**
- 5.1 Valles:
 - 5.1.1 < 20 m
 - 5.1.2 > 20 m
- 6. Acumulativo fluvial**
- 6.1 Valles de fondo plano
 - 6.2 Abanicos aluviales
 - 6.3 Planicie
- 7. Erosivo glaciar**
- 7.1 Circos:
 - 7.1.1 Continuos
 - 7.1.2 Discontinuos
 - 7.2 Laderas con modelado glaciar
 - 7.3 Crestas con morfología:
 - 7.3.1 Aguda
 - 7.3.2 Convexa
 - 7.4 Escalón glaciar
- 8. Acumulativo glaciar**
- 8.1 Depósitos morrénicos:
 - 8.1.1 Cordones
 - 8.1.2 De fondo
 - 8.1.3 Masivos
- 9. Periglacial**
- 9.1 Glaciares rocosos
 - 9.2 Protalus rampart
- RELIEVE ANTRÓPICO**
- 10. Minas a cielo abierto
- SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS**
- Contactos:
- a) Reales
 - b) Inferidos
 - Posición altitudinal relativa

Escala 1:35 000
 Proyección: Universal Transversa de Mercator Zona 14 N
 Datum: ITRF92
 Elipsoide: GRS80



Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía
 Tesis de Licenciatura
Alumno: Kevin Ricardo Sánchez García
 Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco