



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN GEOGRAFÍA
GEOGRAFÍA AMBIENTAL

**Geomorfología y reconstrucción paleoglaciaria del volcán La
Malinche, Tlaxcala-Puebla**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
JUAN CARLOS DE JESÚS ROJAS

DIRECTOR DE TESIS
DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., ABRIL 2021



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.

Tarda en llegar

Y al final,

Al final

Hay recompensa...

(G.A.C.)

Dedicatorias

La realización y culminación de este trabajo en gran medida tiene que ver con el apoyo de mi compañera de vida Claudia, quien compartió e hizo suyos mis momentos de frustración, cansancio, preocupación, pero también todos aquellos de alegría y satisfacción que me dejó esta gran etapa. Siempre has sido y serás mi mejor aliada en cada proyecto nuevo. Si hoy estoy aquí es gracias a ti. Te amo.

A mis dos grandes motores de mi vida Ian y Carlos, mis pequeños que me han acompañado en cada etapa de este proceso. Gracias a ellos y a sus risas, abrazos, amor y ocurrencias, cada momento ha sido mejor. Mi familia es y será el mejor incentivo para salir adelante ante cualquier adversidad, muy a pesar de que estas parezcan imposibles. Los amo.

A mi madre por todo el amor y cariño que me ha ofrecido a lo largo de mi vida y por su gran ejemplo de trabajo, compromiso y superación. Si no fuera por ti, no sería la persona que soy. A mi hermana a quien siempre considerare a pesar de todo, mi mayor ejemplo a seguir. Gracias por siempre apoyarme en todo. A mis dos pequeños sobrinos Jaime y Naomi, los quiero con toda el alma. Y también a mi cuñado Étienne, gracias por todo el apoyo en distintas circunstancias en las que he necesitado de ustedes, siempre han estado dispuestos a ayudarnos y eso es algo que nunca se olvida.

Por último, extendo mi agradecimiento y cariño a toda mi familia (tíos, abuelos, primos, cuñados, suegros y quien se me olvide mencionar) quienes siempre me han apoyado en distintos momentos. El saber que siempre hay gente a tu alrededor que te aprecia y te extiende las manos en momentos difíciles, sin duda fue fundamental para el fin de este ciclo de mi vida. A todos, les debo las gracias infinitas.

Agradecimientos

En primera instancia a mi asesor, pero más que eso mi amigo el Dr. José Juan Zamorano Orozco. Gracias por creer que en mi había algún potencial, por darme la oportunidad de poder colaborar contigo y sobre todo por incitarme a nunca desistir en esta complicada tarea de la investigación. Tus enseñanzas y consejos siempre los tengo presentes.

A los integrantes del sínodo. Dra. Leticia Gómez, gracias por sus comentarios y sugerencias a mi trabajo, estos sin duda enriquecieron en demasía este. Mtro. Sergio Salinas, sus comentarios y observaciones acertadas y en los momentos adecuados sin duda fueron fundamentales para este trabajo, siempre es un placer poder aprender de usted. Dr. Osvaldo Franco, le agradezco por todos sus puntos de vista hacia mi trabajo, estos ayudaron a apuntalar de manera más sólida la estructura de la tesis, su profesionalismo y amistad hacia mi persona es algo que siempre le reconoceré.

Una mención especial me merece el Dr. David Palacios Estremera; en primera instancia por darme la oportunidad de poder colaborar con él y todo su equipo de trabajo, aprendiendo que la ciencia es un proceso de acierto y error constante en el que nunca hay que desistir. También por su apoyo constante hacia mi persona, ya que gracias a este el trabajo llegó a buen término, sin duda el haber tenido la oportunidad de trabajar con Usted ha sido uno de los eventos que han impactado tanto mi vida académica como personal de manera inmensurable.

Durante este proceso también agradezco enormemente el apoyo de la Dra. Nuria quien me extendió la mano siempre en momentos personales muy difíciles durante mi estancia en Madrid y después de esta. Así como al Dr. José María Fernández, un gran amigo y excelente científico del cual aprendí infinidad de cosas, gran parte de los resultados de esta investigación fue gracias a sus consejos y enseñanzas. De igual manera extendiendo mi agradecimiento al Dr. Luis Miguel por sus comentarios hacia mi trabajo que cimentaron mejor esta investigación. También el Dr. Javier de Marcos fue un gran apoyo durante mi estancia en Madrid, muchas gracias por sus consejos. Y en general a todos los integrantes del Grupo de Geografía Física de Alta Montaña (GFAM) con los cuales conviví y compartir experiencias y conocimientos en distintas áreas del saber, esas mañanas de café eran sumamente enriquecedoras.

Agradezco a las grandes amistades que me ha dejado la Geografía a lo largo de todo este tiempo, mis grandes amigos de la carrera Enrique, Moisés y Jesús, gracias por que se que siempre cuento con su apoyo. A mis compañeros, colegas y amigos que compartieron conmigo este proceso en distintas etapas, Issac, Kevin, Jorge, Arlette, Pedro quienes me apoyaron en distintos momentos de este proceso. Y aquellos amigos que han tomado distintos rumbos, pero de los cuales he aprendido mucho, Adolfo, Carlo, Ernesto, Niño, chino, Panda, Lallande, gracias también.

Al posgrado en Geografía por darme la oportunidad de continuar mi proceso de crecimiento personal y apoyo en la realización de prácticas y trabajos de campo. Al Instituto de Geografía por facilitarme sus instalaciones durante el desarrollo de mi tesis.

Por último, agradezco al CONACYT por el apoyo económico brindado durante la maestría, así como, por arme la oportunidad de poder hacer una estancia de investigación y extender mis conocimientos más allá de mi área de confort.

Contenido

Resumen	1
Introducción	2
Capítulo 1. Geología	4
1.1 Marco geológico regional: Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)	4
1.2 Marco geológico local	7
1.3. Aspectos geológicos del volcán La Malinche	12
1.3.1. Cretácico.....	17
1.3.2. Neógeno	17
1.3.3. Cuaternario	18
1.4. Historia eruptiva y estratigrafía	20
1.4.1. Etapa pre-Malinche.....	21
1.4.2. Etapa Malinche	25
Capítulo 2. Análisis morfométrico	32
2.1 Mapa altimétrico	32
2.2. Mapa de inclinación del relieve	36
2.3 Regiones Geomorfológicas	40
Capítulo 3. Evidencias glaciares en La Malinche en el contexto del glaciario mexicano.	51
3.1. El glaciario en las montañas de México	51
3.2 La geomorfología glaciar de los volcanes mexicanos y su cronología	58
3.3. Correlación glaciar entre el volcán Iztaccíhuatl y La Malinche	63
3.4 Relación volcánico-glaciar en La Malinche	69
Capítulo 4. Características geomorfológicas de los glaciares de La Malinche durante el Último Máximo Glaciar	74
4.1 Análisis geomorfológico del volcán La Malinche	74
4.1.1 Relieve asociado al Último Máximo Glaciar en La Malinche	88
4.1.1.1 Colapso volcánico y su relación con la dinámica glaciar	91

4.2. Método de reconstrucción de la extensión, volumen y ELAs de los glaciares de La Malinche durante la Última Extensión Glaciar	95
4.2.1 Aspectos teóricos en la reconstrucción paleoglaciar	96
4.2.2 Reconstrucción glaciar a partir de la herramienta <i>GlaRe</i>	99
4.2.3 Cálculo de la ELA a partir de la herramienta <i>ELA calculation</i>	102
Capítulo 5. Resultados sobre la extensión, volumen y ELAs de los glaciares de La Malinche durante la Última Extensión Glaciar	106
5.1. Reconstrucción del MDE paleoglaciar, espesor y volúmenes del hielo.....	106
5.2 Estimación de la paleo-ELA durante la Última Extensión Glaciar	113
Conclusiones	121
Bibliografía.....	124
Anexo 1.....	137

Resumen

El volcán La Malinche es una de las principales elevaciones del país (4 461 msnm), con una intensa actividad volcánica del Pleistoceno Tardío al Holoceno (<45 - 3 Ka), en donde la formación de domos en su cima ha sido una característica importante, así como el posterior colapso de estos y de un sector de su edificio, hecho que favoreció el emplazamiento de depósitos de bloques y flujos de ceniza que se intercalaron con potentes mantos piroclásticos asociados a erupciones plinianas. La estratigrafía muestra la existencia de dos etapas de desarrollo: Pre-Malinche y Malinche. La primera, integra la mayor parte de la historia eruptiva y está sepultada por potentes capas piroclásticas vinculadas al segundo periodo de formación. La etapa Malinche se desarrolló por más de 45 Ka, e incluye la erupción más reciente ocurrida hace 3 Ka. El análisis geomorfológico, la cartografía detallada y el trabajo de campo, reflejaron la existencia de glaciares en las laderas NW y SE. Estos eventos se asocian al último Máximo Glaciar del Centro de México (hace más de 20 Ka), se trata de 17 cuencas nivales que contuvieron glaciares hasta los 3 370 msnm. Las masas de hielo fueron perturbadas y destruidas por la actividad explosiva presente en la porción oriental de La Malinche, como respuesta de un colapso volcánico acontecido hace 20.9 Ka. La reconstrucción de los terrenos glaciares indicó un área máxima de 17 458.7 km²; un espesor superior para el hielo de 80 -190 m y un volumen total de 64.30 km³. La paleo-ELA cercana a los 3 370 msnm, coincide con la dinámica paleoclimática que imperó en el Centro de México durante el periodo de máxima extensión de glaciares y se conoce como Último Máximo Glaciar Local (UMGL; 20-14 Ka). Los resultados obtenidos, permiten vincular los eventos fríos de La Malinche con los registrados por Heine (1994): MII (>15-12 Ka) y correlacionarlos con el Iztaccíhuatl: Hueyatlaco-2 (17-14.5 Ka) (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Introducción

El volcán La Malinche es un edificio compuesto de edad cuaternaria localizado en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Su formación comienza en el Pleistoceno Tardío con el desarrollo de un amplio periodo eruptivo denominado *Pre-Malinche*, termina en el Holoceno con una fase volcánica conocida como *Malinche*. Este periodo se caracterizó por la alternancia de procesos efusivos (lava y domos) y explosivos (flujos piroclásticos; de bloques y ceniza; depósitos de caída; lahares y conos de toba). Lo que favoreció la sobreposición de distintos materiales volcánicos. A estas condiciones se suma la influencia de la dinámica exógena pasada (glaciares) y presente (fluvial: erosivo-acumulativo: fluvial y gravitacional).

Bajo esta óptica el objetivo de la investigación se centró en la morfogénesis, la temporalidad y la evolución de La Malinche. Con este fin se elaboraron y analizaron mapas morfométricos y geomorfológicos, de acuerdo con los criterios de Bashenina (1977) y Simonov (1985). De esta manera fue posible conocer y representar en un mapa, las articulaciones que existen entre el origen, la morfología, la dinámica, la evolución y la edad del relieve que integra el territorio de estudio.

La actividad glaciar define la morfología de la cumbre y de manera precisa se representan en el mapa geomorfológico circos, valles, aristas y depósitos morrénicos. Esta temática ha sido estudiada por Heine (1971; 1972; 1975; 1988, 1994), Heine y Heide-Weise (1973), White (1986), Lachniet y Vázquez-Selem (2005), Vázquez-Selem y Heine (2011) y Vázquez-Selem y Lachniet (2017), sus estudios son pieza fundamental para entender la cronología del glaciario mexicano durante los últimos 10 000 años.

Para explicar la evolución geomorfológica de La Malinche y la influencia que tuvo el glaciario mexicano durante su Último Máximo Glaciar (UMG), se reconstruyeron los paleoglaciares que ocuparon los terrenos cumbrales y se calcularon las antiguas altitudes de las líneas de equilibrio glaciar (ELA). Esto permitió interpretar también las condiciones paleoclimáticas que estuvieron acompañando a estos procesos geomorfológicos. Para esto, se empleó un método de paleoreconstrucción semi automatizado a partir del uso de las herramientas *GlaRe* (Pellitero, *et al.*, 2016) y *ELA Calculation* (Pellitero, *et al.*, 2015) diseñadas para su aplicación en un Sistema de Información Geográfica (ArcGis 10.3); obteniendo un modelo de la extensión glaciar, el cálculo de sus dimensiones y volúmenes.

Para llevar a cabo estos objetivos, la presente investigación se compone de cinco capítulos.

Capítulo 1. Geología: marco conceptual donde se estudian las variables que intervienen en el modelado del relieve: tectónica (regional y local) y la litología asociada con la dinámica eruptiva del volcán.

Capítulo 2. Análisis morfométrico: se estudian de manera conjunta valores altimétricos y de inclinación del terreno, con el fin de establecer áreas en donde se observa un mínimo de desigualdades en cuanto a génesis, morfología y dinámica: regiones geomorfológicas.

Capítulo 3. Evidencias glaciares en La Malinche en el contexto del glaciario mexicano: se analiza la cronología y características del glaciario mexicano durante el Último Máximo Glaciar en las principales estructuras volcánicas del CVM, así como, la relación que guardó está con la historia eruptiva del volcán La Malinche.

Capítulo 4. Características geomorfológicas de los glaciares de La Malinche durante el Último Máximo Glaciar: a partir de la interpretación del mapa geomorfológico se reconstruyen las áreas que estuvieron ocupadas por glaciares en la cumbre de La Malinche, a partir de la teorización y aplicación de un método semiautomático de paleoreconstrucción.

Capítulo 5. Resultados sobre la extensión, volumen y ELAs de los glaciares de La Malinche durante la Última Extensión Glaciar: se exponen los resultados obtenidos a partir de la modelación de los paleoglaciares de La Malinche, así como la interpretación de las condiciones paleoclimáticas que imperaron durante su máxima extensión.

Capítulo 1. Geología

El conocimiento geológico de un territorio permite identificar aspectos genéticos, estructurales, litológicos y temporales. Características que se vinculan con el origen y la morfología del relieve, esta última, relacionada con la competencia o susceptibilidad de las rocas a la erosión, proceso que se lleva a cabo a través de variados agentes de modelado cuya existencia e influencia en el terreno, dependen de la altitud y la latitud.

En este capítulo se analiza la litología, su espacialidad, la influencia de la tectónica sobre ella y los eventos eruptivos presentes en la formación del volcán La Malinche. Para ello fue necesario un análisis de artículos especializados a nivel regional y local.

1.1 Marco geológico regional: Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)

El origen del CVM se asocia con la convergencia y subducción de la Placa Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TM) bajo el margen SW de la Placa Norteamericana (Fig. 1). En esta zona, la tasa de subducción es mayor en la Placa de Cocos sobre la de Rivera, lo que favorece el desarrollo de un arco con un ángulo de inclinación de 16° en dirección SE (Manea, *et al.*, 2013).

De acuerdo con Lugo (1990) la actividad volcánica en el CVM es del Cuaternario (~2 500 Ma). Su formación comienza hace 19 millones de años (Ma), con el acomodo horizontal de la Placa de Cocos, lo que favorece el desplazamiento de la TM hacia el Océano Pacífico y la ascensión de magma a superficie, lo que origina variadas estructuras volcánicas a lo largo del territorio que ocupa el CVM (Ferrari, *et al.*, 2012 y Calvo, 2015).

En los últimos 50 mil años se formaron alrededor de 1 000 estructuras volcánicas en el CVM, todas ellas expulsaron importantes volúmenes de lava y piroclastos a lo largo del paralelo 19°- 20° de latitud N. Como resultado se tiene la existencia de numerosas sierras volcánicas (algunas con altitudes >3 000 msnm), separadas por amplias planicies escalonadas, lo que favoreció la alternancia de amplias cuencas endorreicas y exorreicas. El territorio de La Malinche forma parte de la cuenca alta del sistema fluvial Amacuzac-Balsas, con desembocadura en el Pacífico (Lugo, 1990).

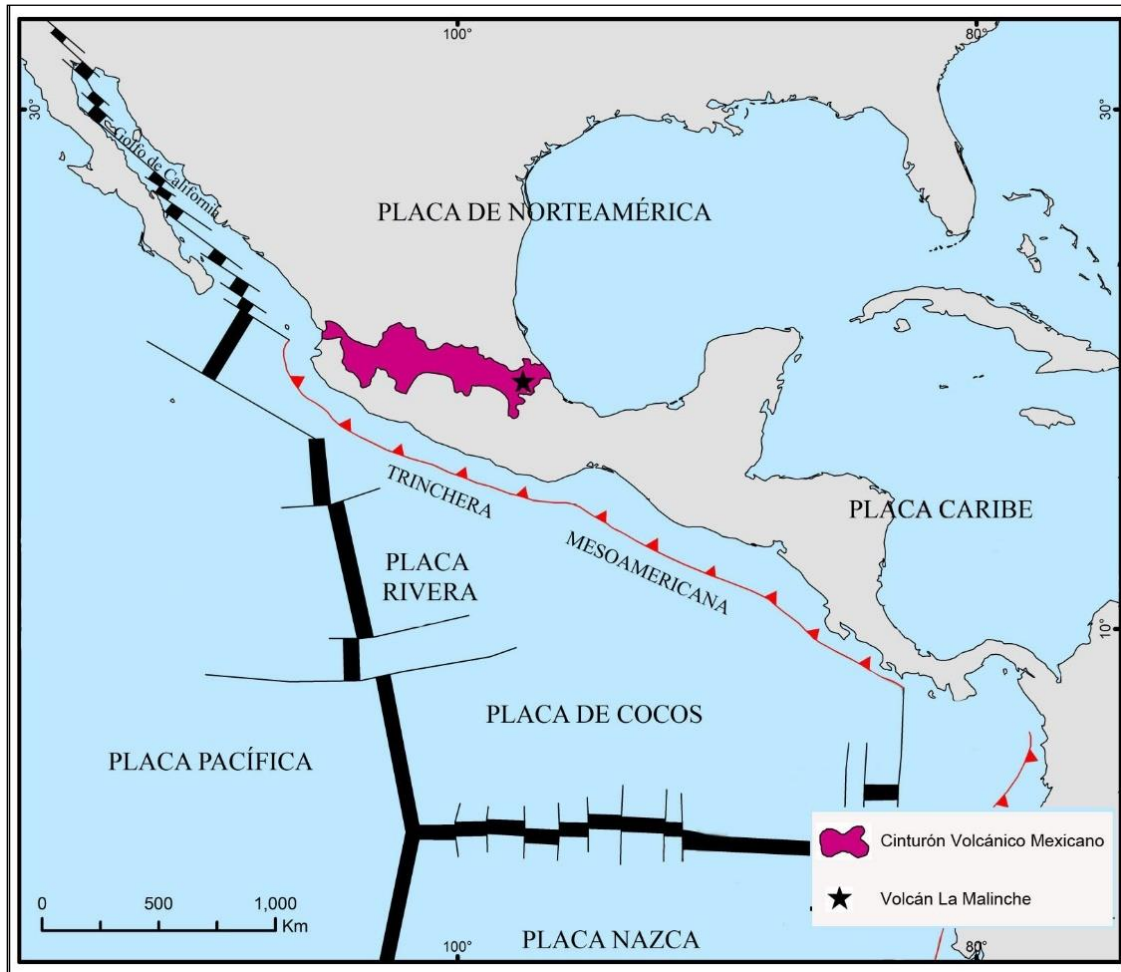


Figura 1. Cinturón Volcánico Mexicano, volcán La Malinche y arreglo tectónico del Pacífico-sur mexicano (Tomado de Zamorano y Quijada, 2016).

El CVM quedó configurado como un arco volcánico con una extensión de 1 000 km desde la costa pacífica (Nayarit) hasta la atlántica (Veracruz). Tiene una anchura que varía entre los 80-230 km y un área de 160 000 km² (Mooser, *et al.*, 1996). El CVM concentra la mayor parte de la actividad volcánica del país y es el más grande de Norteamérica.

La actividad volcánica al interior de CVM ha sido desigual, por un lado, existen sectores de escaso vulcanismo y otros con una alta concentración. La explicación de este hecho es la edad reciente de las placas que se subducen por debajo de la Placa Norteamericana (Rivera; 10 Ma y Cocos 11-23 Ma: Ferrari, *et al.*, 2012), esta es la característica que ha permitido dividir en tres sectores esta región. De acuerdo con Mazzarini, *et al.* (2010) y Ferrari, *et al.*, 2012, el CVM se divide en los sectores oeste, central y este (Fig. 2)

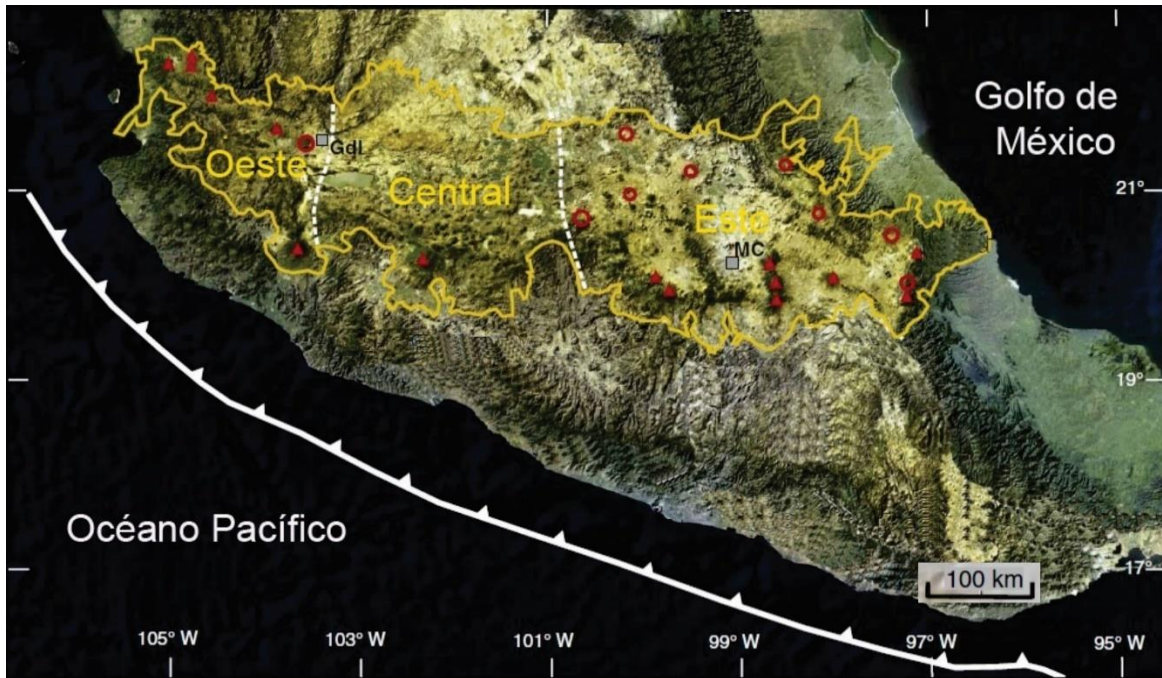


Figura 2. Regiones volcánicas en el Cinturón Volcánico Mexicano. La zona de estudio forma parte del sector oriental (Mazzarini, *et al.*, 2010 y Ferrari, *et al.*, 2012).

Sector oeste: inicia en el graben Tepic-Zacoalco en el estado de Nayarit y termina en el de Colima y junto con el de Chapala, se conocen como *la triple unión*, siendo el límite SW del Bloque Jalisco (Plio-Cuaternario), sector donde los volcanes Ceboruco y Colima han tenido manifestaciones recientes.

El rift Tepic-Zacoalco presenta una orientación NW-SE desde la costa pacífica hasta la unión del *punto triple*, su origen lo han asociado con el movimiento del manto entre el límite de la Placa Rivera con la zona del Golfo de California (Mazzarini, *et al.*, 2010). Mientras que el graben de Colima se vincula con la ascensión de magma hace 5 Ma, a través de una brecha que separa las placas de Cocos y Rivera (León, *et al.*, 2009). La última estructura tectónica que compone este sector (Chapala) tiene un origen similar a las anteriores, con la intrusión de un flujo de magma en dirección NE entre el límite de la Placa de Cocos durante el Mioceno Tardío (Manea, *et al.*, 2013).

Sector central: su límite occidental es el Bloque Jalisco, separado de la porción oriental del CVM por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. En este territorio se localizan los *rifts* de Chapala (E-W) y Morelia-Acambay (ENE-WSW), estructuras tectónicas que controlan el vulcanismo del Campo Monogenético Michoacán-Guanajuato y del Valle de Toluca.

En el sector central son notorios los cambios en la geoquímica de los productos volcánicos, respecto al sector occidental del CVM. Esto se explica por las variaciones en las propiedades de la corteza que se hunde, y por el cambio en el espesor de la placa continental (Ferrari, *et al.*, 2012).

Sector oriental: inicia con el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende al oeste del Estado de México y continua hacia el sur de Veracruz. En esta región la edad y espesor de la corteza oceánica-continental es mayor con respecto al sector oeste, generado que las deformaciones tectónicas en el E sean más antiguas que al W, desarrollando volcanes compuestos orientados N-S.

En esta región se localiza La Malinche, territorio conocido como la cuenca Puebla-Tlaxcala (CPT), esta superficie representa la cabecera de un sistema fluvial, donde el Balsas es el río principal. El terreno que integra la CPT es complejo en su formación, la tectónica (fallas activas) y el vulcanismo tienen un vínculo estrecho y tienen reflejo en el relieve actual, en particular, en la existencia de lagos por represamiento (acumulación de materiales volcánicos) o por barreras tectónicas (escarpes de falla).

1.2 Marco geológico local

La Malinche es un volcán compuesto de edad cuaternaria, se localiza a 23 km al SE de la Ciudad de Tlaxcala y a 25 km al NE de la ciudad de Puebla (19° 00' - 19° 30' latitud N y 97° 45' - 98° 20' de longitud W; 4 461 msnm). El edificio está rodeado por planicies amplias que se inclinan al sur, sobre estas superficies subhorizontales, tiene desarrollo un amplio piedemonte volcánico-acumulativo constituido por potentes capas de variados detritos piroclásticos, intercalados con lavas, volcanes holocénicos tanto de escoria como de lava (Fig. 3). La cima, destaca por su morfología aguda-asimétrica y por estar constituida por domos dacíticos (Castro-Govea y Siebe, 2007).

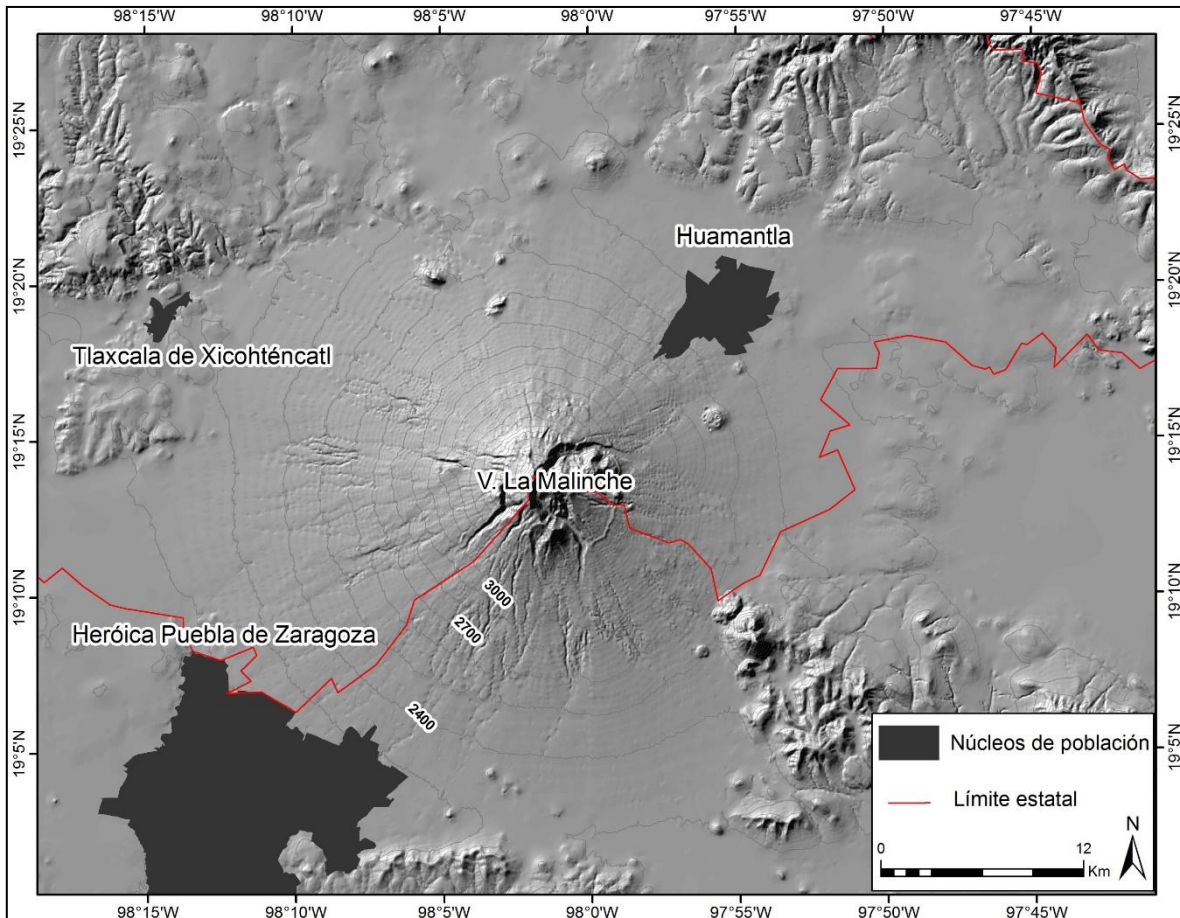


Figura 3. Localización y entorno del volcán La Malinche.

Las características geológicas de la Malinche son resultado de una historia eruptiva en donde se alternan periodos de inactividad volcánica con eventos explosivos-efusivos. En el primer caso, los procesos de erosión tienen un papel protagónico, en el segundo, se presentan como respuesta a la movilidad de las fallas cercanas al volcán (Mooser, *et al.*, 1996). El mismo autor menciona que la dinámica eruptiva del volcán se encuentra controlada por las estructuras disyuntivas que integran el Arco Tarasco, del Chichinautzin y del Sistema del N-NE.

El Arco Tarasco tiene su origen al norte-centro de la Fosa de Acambay, se une al graben Temascalcingo y a la Fosa de Jocotitlán en su porción SE hasta Tlaxcala, con una dirección preferencial de W-E. Estas dos estructuras controlan la espacialidad de los volcanes en la zona de estudio desde el Plioceno Superior hasta el inicio del Cuaternario, en este arreglo se incluye a La Malinche (Fig. 4).

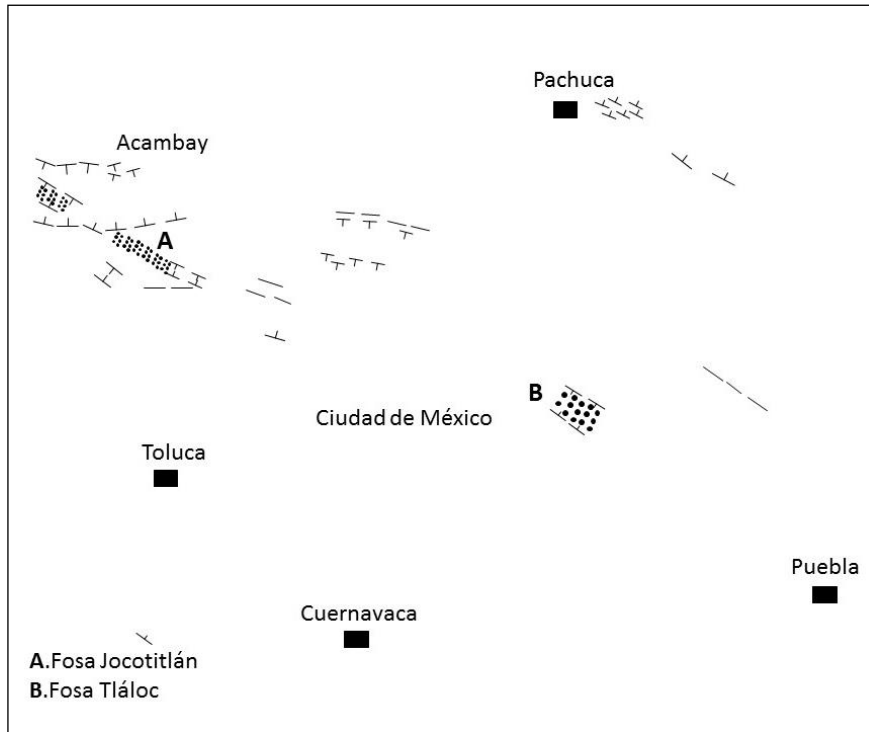


Figura 4. Sistema de fallas del Arco Tarasco, desde la fosa de Acambay hasta el sector NW de Puebla (Mooser, *et al.*, 1996).

El sistema N-NE es la continuación del Arco Tarasco y de la Fosa Tláloc (Tlaloc-Apan) en dirección SW, hasta llegar a La Malinche, de hecho, el volcán tuvo desarrollo sobre este arreglo disyuntivo. Estas condiciones son responsables de la existencia de las fosas tectónicas de Cuauhtec, Patolochique y Atlixco, en conjunto definen una morfología escalonada para la cuenca Puebla-Tlaxcala (Fig. 5).

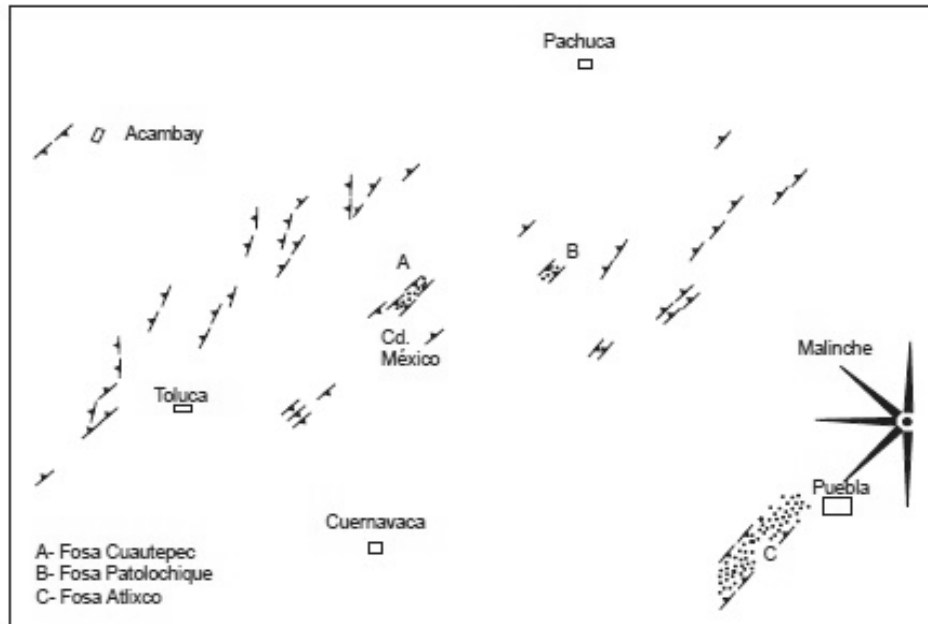


Figura 5. Disposición estructural de la porción N-NE de Puebla y el volcán La Malinche (Mooser, *et al.*, 1996).

El Arco Chichinautzin es el arreglo tectónico más reciente (Cuaternario Inferior) de los tres que tienen control estructural sobre La Malinche, está integrado por las fosas tectónicas de la Ciudad de México, Tlalli-Santa Catarina y Chichinautzin-Iztaccíhuatl-Malinche, todas ellas definen una curva en dirección NW-SE. Entre sus características, está la falta de continuidad y homogeneidad en cuanto a morfología. Estas particularidades indican que se formaron por procesos tectónicos diferentes y en tiempos distintos. Por último, hay que mencionar que en cada una de ellas hubo actividad volcánica y generó edificios con orientaciones NNW-SSE (Fig. 6).

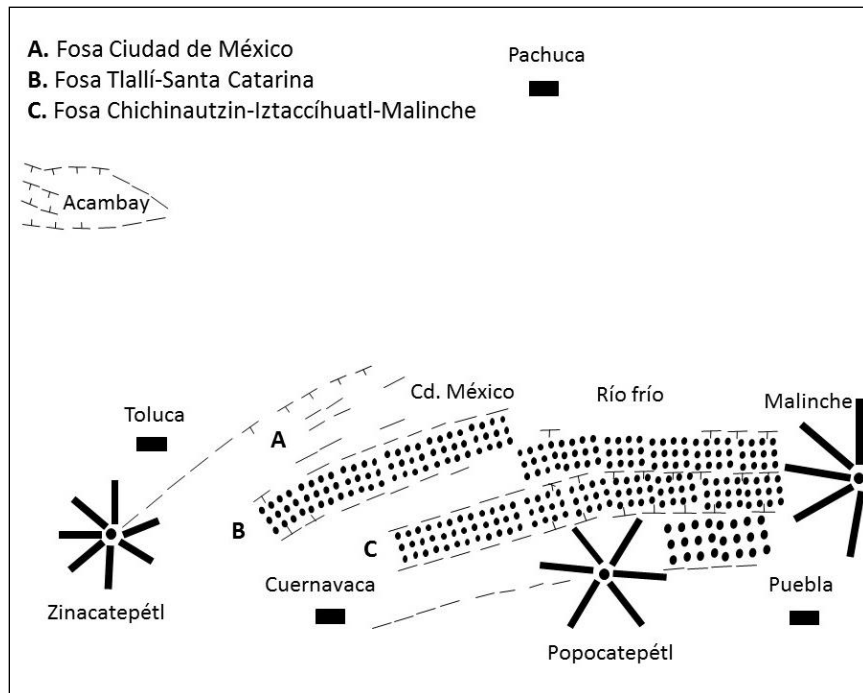


Figura 6. Arco Chichinautzin al occidente del volcán La Malinche (Mooser, *et al.*, 1996).

De acuerdo con Mooser, *et al.* (1996) y Lermo y Bernal (2006), La Malinche se emplaza dentro del Graben de Puebla-Tlaxcala, estructura definida al norte por un sistema de lineamientos N-S y en su sector meridional por fracturas orientadas E-W.

El arreglo tectónico vinculado con el volcán La Malinche se presenta en su flanco norte con la falla Tlaxcala. En las vertientes meridionales se ubican las líneas de debilidad Huejotzingo y Tepeaca, mientras la Zacatelco atraviesa el centro del edificio volcánico. Todas estas fracturas geológicas son de tipo normal y buzan hacia el sur (Fig. 7).

El arreglo estructural de La Malinche ha sido el factor determinante en sus estilos eruptivos y en la composición de sus materiales: dacítas, andesítas, andesítas-dacítas y basaltos (Castro-Govea, 2007 y Lermo y Bernal, 2006).

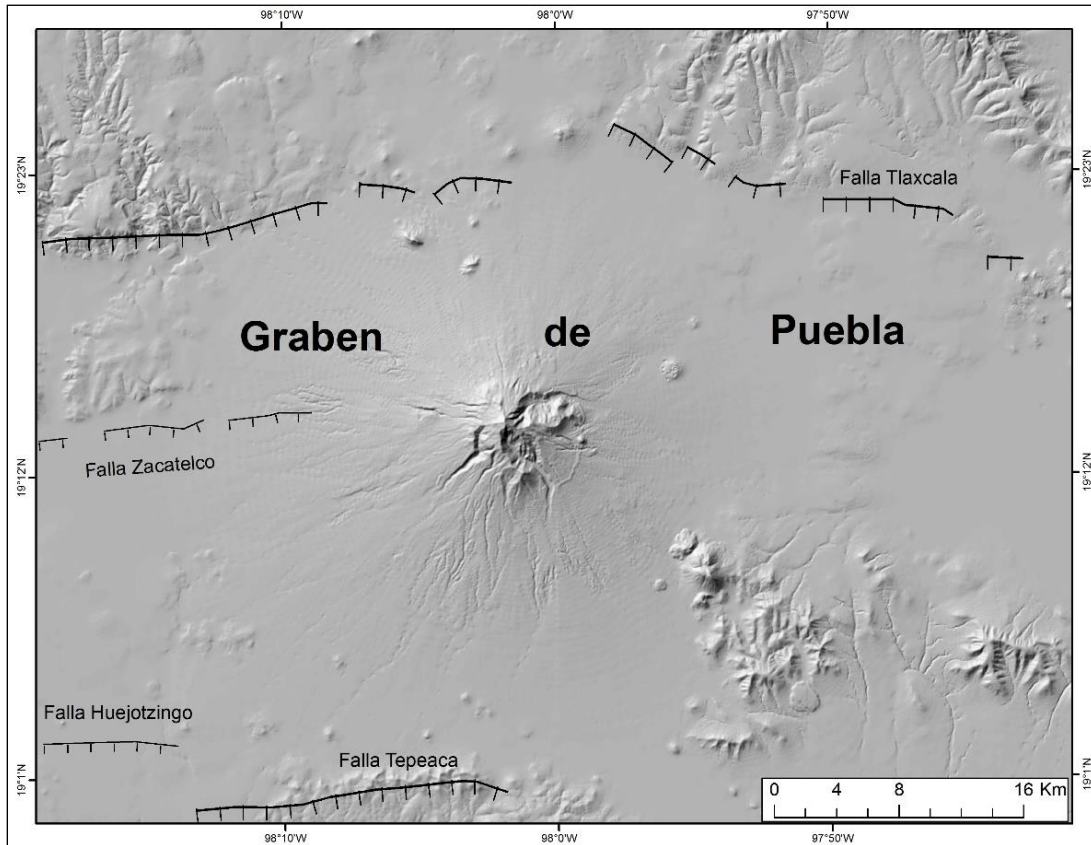


Figura 7. Fallas vinculadas con el volcán La Malinche (Tomado de Lermo y Bernal, 2006).

1.3. Aspectos geológicos del volcán La Malinche

La litología y su representación espacial es una herramienta útil en el conocimiento e interpretación de la historia eruptiva, los ambientes de depósito y la influencia de la tectónica sobre el sustrato. En el desarrollo de estos temas, los trabajos de Mooser, *et al.* (1996) fueron el punto de partida. En la química de las rocas, se tomaron en cuenta los resultados de Castro-Govea (1999 y 2007), a estos datos se sumó la información del mapa geológico (Fig. 8), y siguiendo una secuencia de análisis que inicia con las rocas más antiguas y termina con las más recientes (Tabla 1), se integró este apartado.

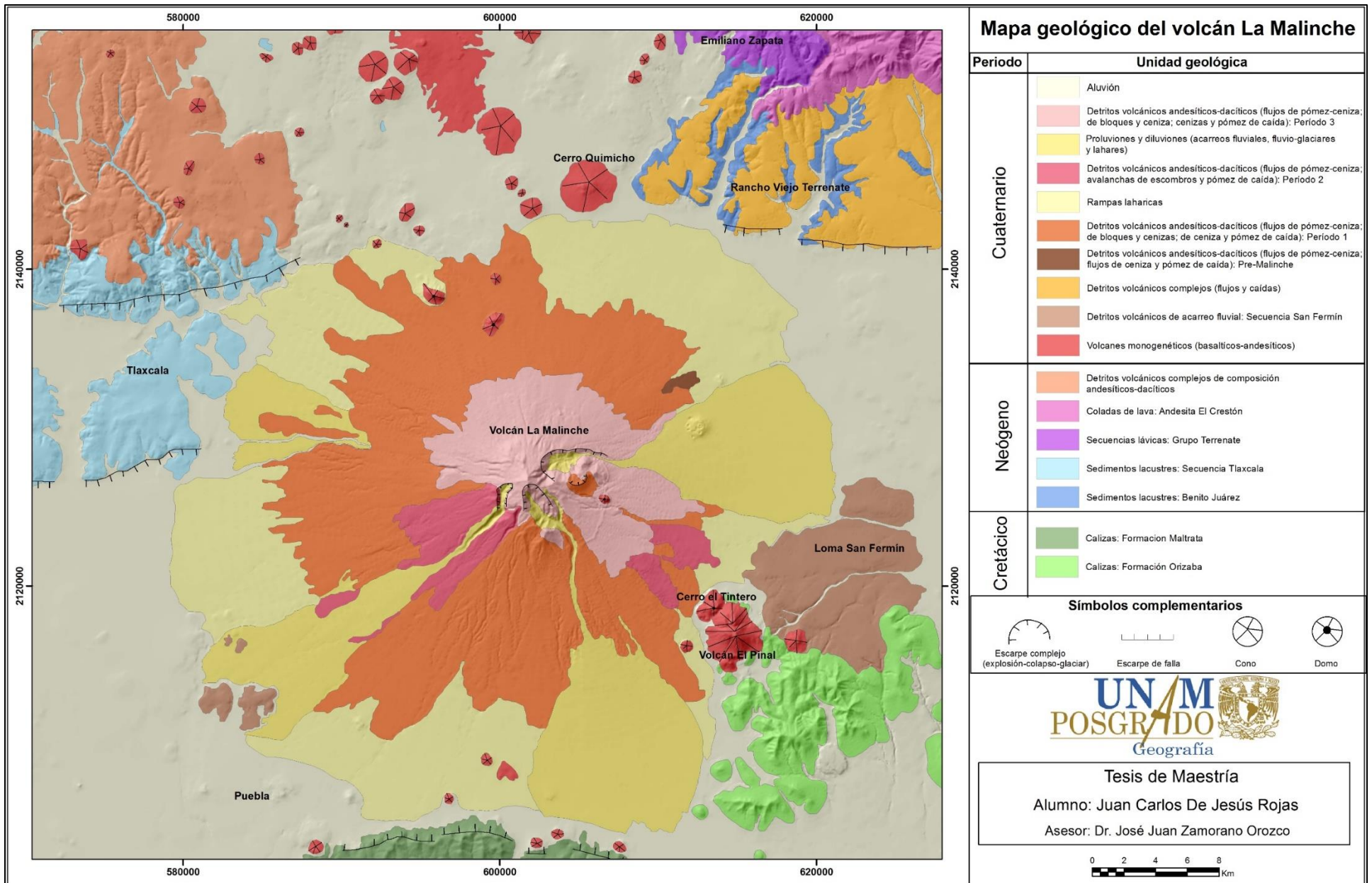


Figura 8. Mapa geológico del volcán La Malinche (Castro-Govea, 2007).

Unidad geológica	Era	Periodo	Edad	Composición	Ubicación en el área de estudio	Características
Calizas: Formación Orizaba	Cretácico	Inferior	100 Ma (López-Ramos 1979; Castro-Govea, 2007).	Secuencia de calizas estratificadas y plegadas, intercaladas con delgadas capas de areniscas y limonitas. Su origen se asocia con antiguos ambientes de arrecifales.	SE de La Malinche, en las cercanías del Cerro Pinal.	Textura sacaroide, con nódulos de pedernal y estratos fosilíferos. Se encuentran cubiertos por conglomerados calcáreos.
Calizas: Formación Maltrata	Cretácico	Superior	72 Ma (López-Ramos 1979; Castro-Govea, 2007).	Secuencia de calizas estratificadas y plegadas, intercaladas con delgadas capas de areniscas y limonitas. Su origen se asocia a antiguos ambientes de arrecifes.	S del volcán La Malinche y al SE de la ciudad de Puebla.	Su textura es sacaroide, con nódulos de pedernal y estratos fosilíferos, cubiertos por conglomerados calcáreos. Presentan mayor cantidad de arcillas en su estructura.
Sedimentos lacustres: Benito Juárez	Neógeno	Mioceno Tardío	> 9.7 Ma (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).	Limos y arenas finamente estratificadas y silificadas. El origen de algunas capas podría estar asociado a caídas de piroclastos (Cineritas lacustres).	NE de La Malinche, en las cercanías de los poblados Emiliano Zapata y Rancho Viejo Terrenate.	Subyace a depósitos volcánicos más recientes (Grupo Terrenate, Andesita el Crestón y depósitos recientes). Las fallas presentan tres direcciones: E-W, NW-SE y NE-SW.
Sedimentos lacustres: Secuencia Tlaxcala	Neógeno	Mioceno Tardío	Contemporánea a la Secuencia Benito Juárez (Erffa, <i>et al.</i> , 1976).	Arenas y limos finamente estratificados, intercalados con capas de cenizas volcánicas, pómez de caída y rocas ígneas.	NW del volcán La Malinche y en el centro y norte de la Ciudad de Tlaxcala.	Se encuentran silificados como respuesta a la intensa actividad volcánica que originó el Grupo Terrenate y La Andesita el Crestón. La secuencia presenta densas fracturas en dirección E-W, NW-SE y NE-SW.
Secuencias lávicas: Grupo Terrenate	Neógeno	Mioceno Tardío	Su posición estratigráfica es por encima de la Secuencia Benito Juárez, por tanto, se le asigna una edad relativa posterior a esta.	Lavas sobrepuestas, de color gris a gris oscuro con una textura porfírica, de composición andesítica con piroxenos.	Extremo NE del área de estudio, en las cercanías de los poblados Emiliano Zapata y Rancho Viejo Terrenate.	El depósito presenta sectores de autobrechamiento asociado al colapso de frentes de lava y rocas provenientes de una ladera de un domo. Se subdivide en un miembro inferior de composición andesítica y andesítica-basáltica y un segmento superior, de andesitas de augita (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).
Coladas de lava: Andesita El Crestón	Neógeno	Mioceno Tardío	9.7 ± 0.5 Ma (Carrasco-Núñez, <i>et al.</i> , 1997).	Su composición varía de andesitas de dos piroxenos a dacitas de dos piroxenos y hornblenda.	Extremo NE del área de estudio y cercanías de los poblados Emiliano Zapata y Rancho Viejo Terrenate.	Coladas de color gris de textura porfírica asociadas a domos. Los flujos son de corto alcance y se vinculan con colapsos de frentes de lava y a un proceso de autobrechamiento.
Detritos volcánicos complejos de composición andesíticos-dacíticos	Neógeno	Mioceno Tardío	Su posición estratigráfica está por <i>arriba</i> de la Secuencia Tlaxcala y por <i>debajo</i> de capas de piroclastos expulsadas por conos volcánicos del Cuaternario.	Detritos limo-arenosos no consolidados masivos, de textura homogénea y de color ocre.	NW del área de estudio y N de la ciudad de Tlaxcala.	Flujos piroclásticos no consolidados.
Volcanes monogenéticos (basálticos-andesíticos)	Cuaternario	Pleistoceno	0.49 ± 0.07 Ma (Carrasco-Núñez, <i>et al.</i> , 1997) y 1.5 ± 0.07 Ma (García-Palomo, <i>et al.</i> , 2002).	Basáltica a andesítica.	N del volcán La Malinche y al sur, en las cercanías de los volcanes Tintero, Pinal y Huilotepec).	Se incluyen productos volcánicos como escorias que formaron conos, lavas que generaron domos y flujos de corto alcance.
Detritos volcánicos de acarreo fluvial: Secuencia San Fermín	Cuaternario	Pleistoceno	Cubierta por sedimentos endurecidos de la Pómez Huamantla >45 Ka (Castro-Govea, 2007).	Integrada por flujos de lodo de origen fluvial, intercalados con paleosuelos, y al menos, dos capas de pómez de caída.	SE de la Malinche sobre la Loma San Fermín y al NW de la Ciudad de Puebla.	De textura limo-arenosa con gravas escasas en los depósitos fluviales. Se encuentra afallada en la Loma San Fermín en dirección E-W.

Detritos volcánicos complejos (flujos y caídas)	Cuaternario	Pleistoceno	Sobreyacen a las rocas del Mioceno (Castro-Govea, 2007).	No se encuentran diferenciados.	NE del volcán La Malinche, entre el Cerro Quimicho y el poblado Rancho Viejo Terrenate.	Depósitos piroclásticos y coluviales no consolidados, intercalados con capas de la pómez Huamantla y Baquedano. Existe otra de procedencia desconocida.
Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; flujos de ceniza y pómez de caída): Etapa pre-Malinche	Cuaternario	Pleistoceno	Su edad es relativa se ha estimado > 45 Ka (Castro-Govea, 2007).	Detritos volcánicos de composición andesíticos-dacíticos.	Vertiente NE del volcán La Malinche.	Constituidos por flujos piroclásticos, de bloques y cenizas y una capa de pómez de caída. Se encuentran manteados por flujos de ceniza e interestratificados con los depósitos piroclásticos no diferenciados de finales del Mioceno.
Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; de bloques y cenizas; de ceniza y pómez de caída): Periodo 1	Cuaternario	Pleistoceno	La edad más antigua del depósito es de 45.7±2.8/-2.0 Ka y el superior límite de 21.47 Ka (Castro-Govea, 1999).	Detritos volcánicos de composición andesíticos-dacíticos.	Laderas medias y bajas del volcán La Malinche. Los flujos de bloques y ceniza se encuentran rodeando el volcán, mientras que los de ceniza y pómez, solo en el sector W.	Flujos donde predominan los de bloques y cenizas sobre los de cenizas y pómez, así como numerosos depósitos de lahar.
Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; avalancha de escombros y pómez de caída): Periodo 2	Cuaternario	Pleistoceno	Edad inferior 20. 950 ± 180 Ka. Mientras que la edad límite es superior a los 12. 060 ±165 Ka (Castro-Govea, 2007).	Detritos volcánicos de composición andesíticos-dacíticos.	En las laderas SW de La Malinche y en una ladera baja al SE.	Los depósitos de pómez de caída y lahares, así como materiales asociados a los colapsos parciales del edificio, dirigidos hacia el E y SW. Mientras que al W se depositaron flujos de ceniza y pómez.
Proluviones y diluviones (acarreo fluviales, fluvio-glaciares y lahares)	Cuaternario	Pleistoceno	Calma volcánica entre el Periodo 2 y 3 (Castro-Govea, 2007).	Detritos volcánicos de composición andesíticos-dacíticos.	Cuatro estructuras a manera de abanicos al E, SE, SW y W del edificio volcánico.	Depósitos arenosos de lahar, sedimentos fluviales arenosos y gravas. En las zonas más próximas a la cima los materiales que integran los acarreo provienen de flujos piroclásticos.
Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; de bloques y cenizas; de cenizas y pómez de caída): Periodo 3	Cuaternario	Pleistoceno	Su edad inferior es igual o menor a 12. 060 ±165 Ka. La más reciente es de 3 Ka (Castro-Govea, 2007).	Detritos volcánicos de composición andesíticos-dacíticos.	Zona cumbral de La Malinche, se emplazan en las laderas N y NE.	Depósitos de caída: ceniza y pómez.
Aluvión	Cuaternario	Pleistoceno-Holoceno	1 270 años (Castro-Govea, 2007).	Depósitos fluviales limo-arenosos, arenosos y de gravas-arenas, así como, limo-arenosos de lahar.	Tienen una amplia distribución en las superficies más deprimidas de la zona de estudio.	Se depositaron durante el Pleistoceno Tardío y lo siguen haciendo hasta la actualidad.

Tabla 1. Principales características de las Unidades Geológicas que integran la zona de estudio (Castro-Govea, 2007).

El mapa geológico, muestra los principales rasgos litológicos de la zona de estudio, de ellos desestancan tres zonas con diferentes sustratos, cada uno de ellos, presenta límites estructurales bien definidos (Fig. 8). La primera de ellas tiene relación con las rocas más antiguas de este territorio, las calizas del Cretácico localizadas al S y SE del edificio principal. En ambos casos, se reconocen por su morfología de lomeríos y montañas aisladas de poca altitud, cubiertas de potentes detritos piroclásticos cuaternarios, esta característica ha favorecido el desarrollo de densas redes fluviales y por tanto de una dinámica erosiva intensa en el sector sureste.

Al N de la zona de estudio, afloran sustratos del Neógeno, son parte de la segunda región geológica (Fig. 8), se trata de depósitos lacustres cuyo origen se vincula con antiguos represamientos fluviales, funcionando como cortinas naturales de escarpes de falla y coladas de lava, estas condiciones favorecieron la existencia de lagos (Mooser, *et al.*, 1996).

En el Plioceno-Pleistoceno la actividad tectónica y volcánica tuvo una manifestación continua hecho que levantó las secuencias lacustres, en este proceso fueron manteados por depósitos de caída. Este fue el origen del *Bloque Tlaxcala*, una pequeña sierra independiente a La Malinche en su origen.

La tercera región geológica se localiza al centro de la zona de estudio, se trata de secuencias volcánicas vinculadas a la formación de La Malinche, estos eventos iniciaron a fines del Plioceno y alcanzaron su máximo entre el Pleistoceno y el Holoceno (Castro-Govea, 1999) (Fig. 8). La acumulación volcánica en la periferia de la estructura principal, originó el rasgo distintivo de La Malinche, su extenso *pedemonte volcánico*. De manera simultánea a la formación de la rampa, se formaron numerosos conos de escoria en el sector norte y sur (vulcanismo monogenético), algunos de ellos continuaron activos después de terminar la formación de La Malinche.

Los grupos geológicos mayores mencionados, a su vez, están integrados por litologías variadas. Su análisis es el objetivo de este apartado y comienza de lo más antiguo a lo más reciente.

1.3.1. Cretácico

Está representado por rocas de origen sedimentario (calizas), formadas en ambientes marinos de plataforma y de arrecife. Son las rocas más antiguas de este territorio, de acuerdo con López Ramos (1979) y Castro-Govea (2007), estas litologías se agrupan en dos grandes formaciones:

Calizas: Formación Orizaba; de tipo arrecifal del Cretácico Medio. Los afloramientos se localizan al SE de la zona de estudio, con espesores que varían entre 600 y los 1 500 m (López Ramos, 1979) (Fig. 8).

Calizas: Formación Maltrata; de plataforma del Cretácico Superior. Se localizan al S de La Malinche en donde el espesor visible es de 50 - 70 m (López Ramos, 1979) (Fig. 8).

1.3.2. Neógeno

Está representado por cinco grupos litológicos distintos, dos de origen lacustre y tres volcánicos:

Sedimentos lacustres: Benito Juárez; depósitos de limos y arenas de las cuales algunas capas pudieron haber sido originadas por la caída de cenizas piroclásticas (cineritas lacustres). Los afloramientos tipo, se localizan en las cercanías del poblado Emiliano Zapata (NE) (Fig. 8).

Sedimentos lacustres: Secuencia Tlaxcala; arenas y limos finamente estratificados. Es contemporánea a la Secuencia Benito Juárez, ambas se depositaron en la misma cuenca (Erffa, *et al.*, 1976). Los depósitos más representativos se localizan al NW y en los alrededores de la ciudad de Tlaxcala (Fig. 8).

Secuencias lávicas: Grupo Terrenate; coladas de lava sobrepuestas, de composición andesítica, aflora en las cercanías de Rancho Viejo al N-NE de La Malinche (Carrasco-Núñez, *et al.*, 1997) (Fig. 8).

Coladas de lava: Andesita El Crestón; la composición varía de andesítica a dacítica. El afloramiento tipo se localiza al E del Poblado La Corona (Fig. 8).

Detritos volcánicos complejos de composición andesíticos-dacíticos; flujos piroclásticos de textura limo-arenosa. Los depósitos representativos se observan al N y NW de la Ciudad de Tlaxcala (Fig. 8).

1.3.3. Cuaternario

Este periodo se compone por estructuras volcánicas recientes, incluye los depósitos asociados a la última actividad del volcán La Malinche. Está representado por nueve grupos litológicos distintos, seis de origen volcánico y tres sedimentarios.

Volcanes monogenéticos (basálticos-andesíticos); incluye conos de escoria, domos de lava y flujos de corto alcance de composición basáltica a andesítica. Se ubican en las periferias de la zona de estudio, los del N están intensamente modelados respecto a los del S (Cerro Tintero, Pinal y Huilotepec) (Fig. 8).

Detritos volcánicos de acarreo fluvial: Secuencia San Fermín; flujos de lodo y acarreo fluviales. Se localizan al SE de La Malinche y NW de la ciudad de Puebla, entre los poblados de Santa María Ixtayucan y Naucalpan de la Granja (Fig. 8).

Detritos volcánicos complejos (flujos y caídas); secuencias de piroclásticos de caída y coluviales no consolidados. El afloramiento tipo se localiza al NE de Huamantla (Fig. 8).

Etapa Pre-Malinche

La secuencia litológica de La Malinche se ha dividido en Pre-Malinche y Malinche (Fig. 8), la última se ha subdividido en tres periodos, cada uno de ellos está de acuerdo con distintos depósitos plinianos (Castro-Govea, 2007).

En general los depósitos de esta secuencia presentan texturas porfiríticas, de composición andesítica (con alto contenido de sílice) a dacítica, con una asociación mineral de fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y óxidos \pm piroxenos.

Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; flujos de ceniza y pómez de caída): Etapa pre-Malinche; depósitos piroclásticos intercalados con la Pómez Baquedano, la cual alcanzo 20 km de dispersión desde su foco emisor, no obstante afloramientos más representativos se localizan en la vertiente N y NE.

Etapa Malinche

Castro-Govea (1999 y 2007) la divide en los siguientes periodos:

Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; de bloques y cenizas; de ceniza; y pómez de caída): Periodo 1; representan los eventos más tempranos en la formación de La Malinche y están presentes en todas las laderas del edificio principal (Fig. 8).

Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; avalancha de escombros y pómez de caída): Periodo 2; (flujos piroclásticos; pómez de caída y depósitos de colapso parcial del edificio), esta secuencia se emplaza hacia las laderas E y SW y fue de corto alcance. Los depósitos de pómez tuvieron una distribución hacia el SW y se conoce al sustrato como Pómez Malinche I.

Al finalizar el Periodo 2 se presentó una etapa de calma volcánica, en ella los procesos erosivos-acumulativos cobraron importancia, formaron amplios abanicos pluviales sobre las laderas E, SE, SW y W de La Malinche. El desarrollo de lahares fue un fenómeno frecuente y su existencia se vincula con un ambiente de deglaciación.

Proluviones y diluviones (acarros fluviales; fluvio-glaciares y lahares); los dos primeros se presentan en estratos delgados y cruzados de continuidad corta, están formados por arenas (de finas a muy gruesas), gravas, gravillas y un menor porcentaje bloques. Los depósitos de lahar se presentan en bloques heterométricos, mal clasificados y compactados en una matriz de arenas gruesas.

Detritos volcánicos andesíticos-dacíticos (flujos de pómez-ceniza; de bloques y ceniza; de cenizas y pómez de caída): Período 3; depósitos de caída (ceniza y pómez) sobre la cumbre y la ladera N (Fig. 8).

Los depósitos aluviales tienen una amplia distribución en este periodo y son representativos de los terrenos deprimidos que rodean al edificio principal (Fig. 8). Con respecto a la temporalidad de los lahares, el más reciente este fechado en 1 270 años y se ubica en la ladera norte (Castro-Govea, 2007).

La litología y la historia eruptiva es la información de mayor importancia en la columna estratigráfica de la región, y su conocimiento es necesario para entender el arreglo del relieve de La Malinche y sus zonas adyacentes.

1.4. Historia eruptiva y estratigrafía

La litología presente en La Malinche junto con la química de sus lavas refleja los estilos eruptivos que ha tenido el volcán. Estas evidencias, fueron organizadas en columnas estratigráficas que se han correlacionado con el fin de establecer una secuencia volcánica. Los trabajos de Heine (1971), Heine (1972), Hilger (1973) y Heine y Heide-Weise (1973), son los primeros en tratar su historia eruptiva y en ellos se analiza el emplazamiento y temporalidad de los depósitos volcánicos, a partir de algunos fechamientos por radiocarbono.

Castro-Govea (1999 y 2007), ha aportado nuevos datos cronológicos y sobre la dinámica eruptiva. De esta manera establece un lapso específico para el comienzo y cese de la actividad volcánica, identifica más de 14 eventos que son agrupados en cuatro fases eruptivas. La primera, inicia hace más de 39 Ka; la segunda comprende de los 39 a los 21.5 Ka; la tercera representa por lo menos 21 Ka y la cuarta comprende un periodo de los 8 645 ± 380 a los 1 260 ± 165 Ka. Seis años después, el mismo autor, reconstruye la columna estratigráfica y en ella incluye depósitos de caída que son vinculados con tres erupciones de amplia distribución que han sido tomados como horizontes índices. De esta manera, quedó dividida la historia eruptiva en los periodos: Pre-Malinche (integrado por una fase eruptiva) y Malinche (dividido en tres fases, denominadas como periodo 1, 2 y 3) (Tabla 2).

Con base en lo anterior, se puede afirmar que el estilo eruptivo predominante ha sido el explosivo, lo que dio como resultado la acumulación de potentes depósitos piroclásticos en los terrenos adyacentes al foco principal. Por otro lado, la actividad efusiva no fue representativa, de ella se reconocen lavas cortas, de poco espesor asociadas a los domos dacíticos de la cumbre.

El análisis de la actividad volcánica de La Malinche, su cronología, el emplazamiento de sus depósitos y la interpretación de los cambios morfológicos del relieve, se exponen a continuación (Tabla 2).

1.4.1. Etapa pre-Malinche

La actividad eruptiva inicia hace más de 45 Ka con la formación del antiguo edificio, esta etapa fue efusiva de composición andesítica-dacítica y termina con la formación de un domo (Castro-Govea, 2007) (Tabla 2).

Un evento explosivo posterior provocó el colapso parcial de uno de los flancos de la cúpula volcánica, como respuesta a la presión ejercida por volátiles dentro de la cámara magmática, esta condición superó el peso del domo durante su construcción (Jaupart y Allegre, 1991), como respuesta, se generó una súbita expansión y expulsión de gases, fragmentando y destruyendo un sector de la estructura. Este comportamiento es común y lo hace uno de los mayores peligros asociados a este tipo de estructuras volcánicas (Calder, *et al.*, 2015).

La actividad explosiva debió generar grandes columnas eruptivas que, al colapsar, en superficie se mezclaron con los materiales provenientes de la destrucción del domo, para formar importantes depósitos de bloques y cenizas; así como, de flujo de ceniza (Castro-Govea, 1999). Estos detritos tienen como característica una textura de bloques en matriz de ceniza; clastos esenciales no vesiculados; material esencial vesiculado restringido a la matriz y una cantidad de clastos líticos con alteraciones rojizas en sus estructuras (Smith y Roobol, 1990). Esto hace pensar que la actividad del domo estuvo influenciada por mecanismos freatomagmáticos (asociada posiblemente con la presencia de antiguos lagos en la zona), lo que favoreció la actividad explosiva y su destrucción (Sheridan y Wholetz, 1981).

A finales del Plioceno (3.6-2.5 Ma) inicia la formación de la primera estructura de La Malinche, recibe el nombre de *Malitzin Antiguo* (Mosser, *et al.*, 1996). El evento que la destruye se conoce como *Evento Tlaxcala* y se trata del colapso de su ladera oriental (Mooser, *et al.*, 1996 y Castillo-Rodríguez, 2006)

Al finalizar la primera etapa volcánica el relieve preexistente en la región, quedo cubierto por una capa de piroclastos de 3 m de espesor. La distribución de estos materiales fue amplia, alcanzo más de 20 km del foco emisor en dirección N. Este depósito se considera el representativo de la etapa Pre-Malinche y se describe a continuación (Castro-Govea, 1999, 2007) (Tabla 2).

Pómez Baquedano (sin datación). Se asocia con un estilo eruptivo efusivo-explosivo, el depósito sobreyace de manera concordante a capas de arena gruesa deleznales de pómez blanca, intercaladas con bandas delgadas de cenizas finas de color *beige*, al parecer están asociadas con el mismo evento eruptivo (Castro-Govea, 1999).

Flujos de bloques y cenizas (sin datación). Corresponden a un evento explosivo posterior al de la Pómez Baquedano, se vincula con el colapso de una columna eruptiva que generó un flujo piroclástico de bloques que ocupó el NE del volcán, en este sector el espesor varía entre 1.3 - 4 m (Castro-Govea y Siebe, 2007).

Si bien la edad de ambos depósitos no se conoce, se estima que es > 45 Ka, este dato se obtiene a partir de la datación de los materiales volcánicos que sobreyacen a las dos secuencias mencionadas y que corresponden al Periodo 1 de la Etapa Malinche (Castro-Govea, 2007).

Historia eruptiva del volcán La Malinche

Etapa eruptiva	Fase	Periodo de duración (Ka)	Tipo de actividad	Morfologías asociadas	Depósitos asociados (edades aproximadas en Ka)	Localización del depósito y características
Malinche	Periodo 3	12-3	Explosiva (colapso de una columna eruptiva)	Formación de conos y domos asociados al edificio principal. Laderas escarpadas y valles profundos hacia el sector E del volcán, producto del colapso parcial del edificio.	Caída de cenizas (3.1 Ka)	Se trata de detritos de pómez con textura de arenas gruesas, en menor proporción se mezclan con fragmentos líticos. Se emplaza en las laderas superiores del N y W de La Malinche, a una altitud > 2 700 msnm. El depósito se reconoce por su aspecto masivo, débil compactación y por tanto muy deleznable.
			Mixta (contacto de agua con magma ascendente)		Flujos de pómez y cenizas (8.065 Ka)	Está integrado por lapilli, bloques de pómez dacíticos moderadamente vesiculados, de color blanco y clastos líticos vitrofíricos subangulares; todos ellos, soportados en una matriz abundante en ceniza. El depósito característico se localiza en el sector NE de La Malinche.
			Explosiva (colapso de una columna eruptiva)		Lahar (8.255 Ka)	Constituido por cenizas enriquecidas en lapilli de pómez redondeado y en menor proporción por lapilli lítico subangular - subredondeado, todos ellos, soportado en una matriz de arenas gruesas y clastos. El afloramiento representativo se localiza al E del edificio principal.
			Mixta (contacto de agua con magma ascendente)		Lahar (8.665 Ka)	Integrado de lapilli lítico, ceniza y pómez (subangular-subredondeada), todos ellos, en tonos beige. El depósito representativo de este flujo se localiza al oriente de La Malinche.
					Flujo de cenizas (9.003 Ka)	Corresponde a un flujo piroclástico de lapilli de pómez finas subredondeadas y de tonos que varían de beige a ocre. El afloramiento representativo se localiza en la ladera occidental del volcán.
					Flujo de bloques y cenizas (Sin datación)	Está integrado por lapilli y bloques dacíticos vitrofíricos (subangulares – subredondeados) soportados en una matriz abundante en ceniza. El afloramiento se localiza en las laderas W.
			Explosiva (erupción Pliniana)		Pómez Malinche II (<12.06 Ka, >9.03 Ka)	Se compone de dos unidades de caída; la primera (inferior), está representada por capas de lapilli y cenizas de pómez amarillenta muy deleznable. La segunda (superior), se integra por cenizas grises finamente estratificadas y muy deleznales. Desde la cima del volcán, se emplazan por 7 km sobre las laderas NW.
	Periodo 2	23-15	Mixta (erupción magmática y su transformación a treatomagmática)	Deformación del edificio principal, emisión y depósito de oleadas piroclásticas	Flujo de ceniza y pómez (15.97 Ka)	Se trata de cenizas vitreas con lapilli y bloques de pómez blanca (subredondeados), moderadamente vesiculadas y con fenocristales de plagioclasas, biotita y hornblenda. El depósito se emplazó a lo largo las laderas W por 9.5 km, desde la cima.
					Avalancha de escombros (20.95 Ka)	Depósito heterogéneo, mal clasificado de bloques y detritos asociados a un deslizamiento volcánico. A él se integran otros materiales provenientes de variados flujos piroclásticos; caídas gravitacionales (coluviones) y caídas piroclásticas (pómez y ceniza). La evidencia del colapso se emplaza en las actuales laderas del E y SE de edificio principal.
					Pómez Malinche I (21.47 Ka)	Está integrada de lapilli y cenizas de pómez blanca, subredondeada - subangular, enriquecida por cenizas, lapilli lítico con laminaciones discontinuas de cenizas provenientes de oleadas piroclásticas. Su emplazamiento ocupa todo el edificio a una altitud media.
	Periodo 1	45-23	Mixta (construcción y destrucción de domos en la cima)	Construcción y destrucción de la cima por emplazamiento de domos dacíticos-andesíticos y su posterior colapso. Destrucción parcial del volcán	Flujo de cenizas y pómez (23.235 Ka)	Se emplazó en la ladera NW a 12 km desde la cima. Se compone de material vitreo con lapilli y bloques de pómez blanca, subredondeados, vesiculados y constituidos por fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda.

				Malitzin-Antiguo y construcción de uno nuevo: La Malinche.	Flujo de bloques y cenizas: Flujo Pilares (23.770 Ka)	Se localiza al NE del edificio principal, en las cercanías del poblado Los Pilares. Se compone de dos unidades que se conocen como inferior y superior. La primera, es de coloraciones rojizas. La segunda es grisácea y ambas están integradas de lapilli y bloques de dacita-andesita, de textura subredondeada – subangular, soportados en una matriz de ceniza.
					Caída de pómez (sin datación)	Los depósitos más representativos afloran al NE de la zona de estudio y consisten en capas delgadas de lapilli y cenizas de pómez blanca. La textura de los materiales es subredondeada, son moderadamente vesiculados y presentan un alto contenido de fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda.
					Flujo de bloques y cenizas (38.895 Ka)	Se extienden a lo largo de las laderas NE por 11 km desde la cima, se integra de lapillis y bloques subredondeados, ambos, soportados por una matriz de ceniza, con clastos de dacita y andesita de fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda.
					Flujos de cenizas y pómez (40.16 Ka)	Se emplazaron sobre el sector W de la zona de estudio. Se trata de depósitos masivos de color gris, soportados por una matriz abundante en ceniza y clastos de pómez blanca subredondeada. Contiene también, una cantidad abundante de clastos líticos subangulares.
			Explosiva (erupción pliniana y colapso de su columna eruptiva)		Flujos de bloques y cenizas (45.8; 45.7 y 43.9 Ka)	Los afloramientos representativos se localizan en las laderas del sur, se integran por secuencias distintas de flujos de bloques y cenizas. En todos los casos, están soportados por una matriz de arena media - gruesa de composición dacítica-andesítica y en ellos son frecuentes los cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda.
					Flujo de bloques y cenizas (46.64 Ka)	Integrado por bloques de dacítica-andesítica, subangulares – subredondeados, soportados por una matriz de ceniza y clastos de lava. Los lapillis es el segundo elemento de importancia dentro del depósito, se presentan con texturas redondeadas – subredondeadas y se mezclan con líticos de fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. El depósito queda expuesto a lo largo de la ladera oriental por 12.5 km, desde la cumbre.
					Pómez Huamantla (> 45 Ka)	Está integrada por cuatro capas distintas. La primera, de ceniza gris bien clasificada; sobre ella, se emplaza una capa de pómez blanca y de litos en menor proporción. La tercera, de arenas grises deleznales, finamente intercaladas con lapillis. La secuencia culmina con un flujo piroclástico de tono beige - gris poco consolidado. Aflora al NE de La Malinche.
						Flujos de bloques y cenizas (sin datación)
Pre-Malinche		< 45	Explosiva (colapso de una columna eruptiva)	Depósitos de caída con amplia dispersión y un espesor de 3m.	Flujos de bloques y cenizas (sin datación)	Se trata de un depósito homogéneo de cenizas (limo-arenas), de aspecto masivo, compacto, de color café, enriquecido en lapilli fino de pómez- subredondeada y clastos líticos subangulares - angulares. Aflora al NE de la zona de estudio.
			Mixta (actividad efusiva-explosiva)		Pómez Baquedano (sin datación)	Se compone de lapillis de pómez blanca, muy vesiculada de textura subangular - subredondeada. Presenta una matriz abundante de ceniza con clastos de andesítica y dacítica. Se encuentra expuesta en el sector N de La Malinche y recibe su nombre por la cercanía del afloramiento, con la Ex Hacienda de San Diego de Baquedano.

Tabla 2. Historia eruptiva, productos volcánicos emitidos y cambios morfológicos ocurridos durante las dos etapas de formación de La Malinche (Castro-Govea, 1999 y 2007).

1.4.2. Etapa Malinche

La actividad reciente de La Malinche (posterior a los 45 Ka) se divide en tres periodos, cada uno de ellos se reconocen por el desarrollo de una importante erupción pliniana, a su término, se presenta una fase de calma de amplia duración (Tabla 2). Estos eventos son los responsables de la evolución y configuración actual de La Malinche (Castro-Govea, 2007).

El Periodo 1 es mayor a 45 Ka, está representado por una erupción pliniana de intensa explosividad con descargas constantes a la atmósfera, de mezclas de gases, partículas sólidas y líquidos a temperaturas altas, lo que generó columnas piroclásticas de decenas de kilómetros. Cuando éstas alcanzaron su altura máxima, no lograron flotabilidad y su parte basal colapso, de esta manera se formó una nube sostenida de gases y piroclastos calientes que se abrazaron al suelo y se dispersaron a manera de lluvia continua (Cioni y Pistolesi, 2015), lo que facilitó el emplazamiento de la *Pómez Huamantla* (Castro-Govea, 1999).

Una vez emplazada la *Pómez Huamantla*, se sucedieron emisiones de columnas convectivas sostenidas casi estacionarias que alternaron con explosiones de diversa magnitud. El colapso de ellas generó corrientes piroclásticas densas sobre la ladera NE, que cubrieron de forma gradual la *Pómez Huamantla* (Castro-Govea, 2007). Los siguientes eventos, se asociaron a la construcción-destrucción de uno o varios domos dacítico-andesíticos sobre la cima del volcán (Castro-Govea, 1999) (Tabla 2), como respuesta a la presencia de lavas viscosas y consolidadas que taponaron el cráter. Los gases atrapados generaron una enorme presión, lo que favoreció la destrucción de la cumbre (Calder, *et al.*, 2015).

La construcción y destrucción de domos en la cima, fue la principal característica del primer periodo y destaca la devastación del edificio *Malitzin Antiguo* sobre la que se emplaza la reciente, *Malitzin* (Mooser, *et al.*, 1996). Los materiales vinculados a ese proceso se explican a continuación.

Pómez Huamantla (>45 Ka). Está integrada por cuatro capas piroclásticas, todas ellas presentes sobre las laderas del NE. La inferior tiene un espesor máximo de 35 cm, lo que indica un periodo de actividad reducida y de pobre distribución. Sobre ella un potente depósito de pómez de caída de más de 2 m de espesor, su distribución fue amplia y alcanzó

los 10 km de distancia respecto al foco emisor. El tercer miembro del grupo es similar al primero, incluso en amplitud. Las pómez del estrato superior alcanzaron los 90 cm de potencia y son los piroclastos con mayor dispersión, 20 km a partir de la cima (Castro-Govea, 1999).

Flujo de bloques y cenizas (46.64 Ka). Su origen está asociado a dos oleadas piroclásticas y en ellas es posible reconocer tres capas. La primera se formó en el sector donde la oleada pierde parte de su energía y deposita el material en suspensión. La segunda, se vincula con la deposición del frente turbulento de la nube de gases y la tercera, a un flujo piroclástico de bloques y cenizas (Castro-Govea, 1999).

Flujos de bloques y cenizas (45.8, 45.7 y 43.9 Ka). La extensión máxima que alcanzaron estos depósitos fue de 9.5 a 13 km desde la fuente de emisión. El espesor es variable, de 1.7 m en las cercanías del poblado de San Miguel Canoa y de 3 a 14 m al E del mismo poblado (Castro-Govea, 2007).

Flujos de cenizas y pómez (40.16 Ka). Posterior a la deposición de la unidad anterior, le siguió un pequeño periodo de calma volcánica (3.8 Ka; Castro-Govea, 2007) y en su reactivación, se presentaron los flujos piroclásticos que dan nombre a esta unidad. El espesor es de 5 a 20 cm y su alcance máximo fue de 12.5 km desde la cima (Castro-Govea, 1999).

Flujo piroclástico de bloques y cenizas (38.895 Ka). Este tipo de detritos se depositó después de un corto periodo de calma volcánica (1.1 Ka de duración; Castro-Govea, 2007). Este hecho se deduce por la existencia de un incipiente paleosuelo infrayacente a los detritos volcánicos.

Caída de pómez (sin datación). Tienen su origen en oleadas piroclásticas turbulentas poco densas (relación gas/fragmentos alta) donde la velocidad del flujo es superior a la caída de los materiales (Brown y Andrews, 2015). Son producto del emplazamiento del frente turbulento de los flujos piroclásticos que Castro-Govea (1999), le dio el nombre de Pómez Zaragoza. Esta secuencia estratigráfica está interestratificada con depósitos delgados de lahar, constituido por cenizas enriquecidas en lapilli fino de pómez subredondeada a redondeada.

Flujo Pilares (de bloques y cenizas; 23.770 Ka). Se integra por dos unidades conocidas como Superior e Inferior y están constituidos por cenizas de color beige con un mínimo de

clastos líticos. Presentan un espesor promedio de 3 m y su alcance máximo, desde el foco emisor fue de 13.5 km para el Superior y de 14.5 km para el flujo Inferior, ambos se presentan cubiertos por delgadas capas de materiales coluviales. (Castro-Govea y Siebe, 2004).

Flujo de cenizas y pómez (23.235 Ka). Se conoce poco de estos depósitos, solo que están asociadas a columnas eruptivas y que sobre ellos descansa de manera concordante la Pómez Malinche I, depósito que representa el inicio del Periodo 2 (Tabla 2).

Período 2

La actividad volcánica en este periodo (15 a 23 Ka) es explosiva, en este proceso es expulsado material de las paredes del conducto volcánico en el momento que el magma asciende como respuesta a la exolución y expansión rápida de los gases magmáticos que fragmentaron dicho material (Cas y Wright, 1987) y depositaron pómez con una alta vesicularidad y con carencia de lapilli acrecional.

Durante la ascensión del magma hubo un momento en el que este entró en contacto con agua externa, cambiando la actividad de magmática a freatomagmática. Se dio una mayor fragmentación del material volcánico y una menor vesiculación. Ocasionado por una rápida pérdida de temperatura del material fragmentado al entrar en contacto con el agua, disminuyendo considerablemente la formación de vesículas (Heiken, 1971; Wholetz, 1983) y favoreciendo la formación y emplazamiento de cenizas.

El agua que interactuó con el magma debió provenir de acuíferos regionales (Castro-Govea 1999 y 2007) percolando a través de fracturas formadas durante las primeras etapas de la erupción. Aunque también según los trabajos de Heine (1984 y 1988) existieron glaciares en la cima de La Malinche durante este periodo. La fusión de estos en el momento de la caída de los piroclastos pudo haber influido en la disminución de la tasa eruptiva y la desgasificación violenta del magma, así como el probable ensanchamiento del cráter.

La actividad volcánica durante el Periodo 2 (mixta) se caracterizó por el emplazamiento de oleadas piroclásticas de gran magnitud, eventos que deformaron significativamente el edificio volcánico lo que fue significativo para su destrucción en erupciones posteriores. Los depósitos tipo de este periodo se explican a continuación.

Pómez Malinche I (21.47 Ka). En este depósito si bien predominan las pómez, existen otros materiales volcánicos que lo acompañan. Su distribución es amplia y está presente en todos

los flancos del volcán con las siguientes características; al norte, está cubierto por capas de ceniza fina, misma que va desapareciendo de manera gradual en dirección sur, y es en esta dirección donde adopta un aspecto masivo donde se observan estratos delgados de lapilli intercalados con cenizas de pómez blancas, con madurez textural de subangular a subredondeada, abundante en ceniza y lapillis líticos subangulares.

Al SE, la Pómez Malinche se intercala en un arreglo cruzado con dos capas de ceniza, una gris y otra blanca, en conjunto definen estructuras de *dunas* y *antidunas* de ángulo abierto. Mientras que, en el E, subyace de manera discordante a una capa masiva, semiendurecida y homogénea, de cenizas de color beige y de textura limo-arenosa. Por último, al NW y S-SE está cubierta por depósitos monolitológicos masivos, soportados en una matriz de ceniza gruesa (gris claro), enriquecida con lapilli fino de pómez y empobrecido en lapilli fino de líticos subredondeados.

Avalancha de escombros (20.95 Ka). Depósitos asociados a colapsos parciales del edificio por eventos tecto-volcánicos. Los materiales resultantes se localizan tanto en las vertientes orientales, como en las del suroeste; en el primer caso y a trece kilómetros de la cima, el espesor es de 6 m. En el segundo, la potencia llega a ser de tres metros hasta una distancia máxima de 16 km. Hay que mencionar que los dos afloramientos corresponden a un solo evento ocurrido alrededor de los 20.950 Ka (Castro-Govea, 2007).

Flujo de ceniza y pómez (15.97 Ka). El depósito se localiza en las vertientes W, su espesor es de 8 metros y se mantiene hasta los 9.5 km con respecto a la cima. Su existencia marca el término de la segunda fase volcánica y a partir de entonces, inicia un periodo corto de calma volcánica que termina hace <12.060 Ka (Castro-Govea, 2007).

Periodo 3

Eventos eruptivos de corta duración, pero con un pulso volcánico más continuo que en los casos anteriores, se incluyen en este apartado. Todos ellos, son responsables de la variedad de productos volcánicos que fueron depositados durante este periodo.

El periodo inicia con una erupción Pliniana (Tabla 2), provocada por la fragmentación del magma en profundidad, lo que propició la descompresión de los gases y la aceleración ascendente del material volcánico. De esta manera, se forma una columna eruptiva de gran altura que termina por colapsar sobre las laderas del volcán (Castro-Govea, 1999).

Este evento fue el responsable de la existencia de numerosos flujos piroclásticos de cenizas y de la Pómez Malinche II. El depósito muestra gradación normal en los estratos sin evidencias de perturbación entre ellos. Esta característica refleja un comportamiento pulsante en la columna eruptiva, en donde el tiempo entre pulsos fue mayor que el de sedimentación (Walker, 1980). Este hecho refleja obstrucciones del conducto volcánico o por variaciones en el flujo de gas asociado con los procesos de exolución.

Después de la actividad pliniana, se presenta una erupción peleana acompañada con la expulsión de numerosos flujos piroclásticos de bloques y cenizas. Estos últimos están vinculados a un domo que creció y se enfrió de manera rápida lo que provocó que los volátiles en su interior ejercieron presión hasta provocar su colapso.

La formación y colapso de columnas eruptivas de origen freatomagmático, fueron los eventos que continuaron. Esta afirmación se hace por la existencia en el depósito, de materiales con una alta fragmentación que sobreyacen a la Pómez Malinche II (Castro-Govea, 2007).

La destrucción de un domo y la deposición de flujos de cenizas y pómez fue la actividad volcánica que continuó (Walker, 1980). Hay que mencionar que este evento se acompañó con el sucesivo colapso de una columna eruptiva de baja altura o pulsante, así como por eventos individuales separados por un lapso muy corto entre ellos.

Con las evidencias descritas, se infiere que el estilo eruptivo de La Malinche durante este periodo pudo haber sido tipo San Vicent, pero a una escala más reducida (Roobol y Smith, 1976; Williams y McBirney, 1979). Aunque por la textura y composición de los clastos son muy parecidos a los generados por el colapso de columnas durante la erupción del Santa Helena (Rowley, *et al.*, 1981).

La última erupción de La Malinche fue una actividad freatomagmática, lo que explica la alta fragmentación de los depósitos de caída y su vesiculación moderada en las partículas componentes, al momento de que el magma ascendente entró en contacto con el agua. A partir de este proceso se favoreció la formación y sostenimiento de una columna eruptiva.

Este periodo se caracterizó por el contraste de altas tasas eruptivas que generaron lapilli de pómez con un menor contacto con el agua, por tanto, menos explosividad, lo que favoreció la formación de cenizas. En algún momento de la erupción cuando la

desgasificación del sistema fue determinante, la columna colapsó y se originó al menos un flujo piroclástico de cenizas hacia la ladera norte del volcán.

Es muy probable que durante el Periodo 3 se diera un segundo colapso en el edificio principal, el cual Mooser *et al.* (1996) denominó *Colapso Malinche*. Los depósitos asociados se explican a continuación en orden cronológico (Tabla 2).

Pómez Malinche II (<12.06 Ka, >9.03 Ka). Está integrada por dos unidades de piroclastos de caída. El espesor máximo de la capa inferior es de 87 cm y de 70 cm para la superior, ambas se localizan a 6 km desde de la cima. Sobre este depósito sobreyace un flujo de ceniza de textura masiva con coloraciones *beige*, que está enriquecido en lapilli fino de pómez subredondeada y de fragmentos líticos con texturas que varían de subredondeadas a subangulares. El afloramiento tipo es < 1 m de espesor y se localiza a 10 km de distancia, desde la cima, en dirección NE.

Flujo de bloques y cenizas (Sin datación). La potencia del depósito es de tres metros, alcanzó 7 km de distancia desde la cima y es característico de la ladera W.

Flujo de cenizas (90.030 Ka). De amplia dispersión y con 6.5 km de longitud máxima alcanzada desde la cima y 90 cm de espesor promedio.

Lahar (8.665 Ka). Se asocia con un periodo explosivo que coincide con importantes avances morrénicos denominados por Heine (1971), como Morrenas III (12 - 8.5 Ka). Los flujos de alta energía cubrieron de manera parcial a la *Pómez Malinche I* con espesores de 1.20 m y distancia máxima de 9 km.

Lahar (8.255 Ka). Es una secuencia de capas delgadas de 5 a 40 cm de espesor, dispuestas de manera discordantes con la unidad anterior y es posible reconocerlas a 10 km desde la cima del volcán.

Flujos de pómez y cenizas (8.065 Ka). Se trata de una secuencia de lapilli fino de pómez blanca, dispuesto en gradación normal que alterna con horizontes de ceniza gris. El espesor varía entre los 2 - 3 metros y el alcance máximo alcanzado fue de 10 km.

Caída de cenizas (3.1 Ka). Se vincula con la última erupción de La Malinche, el depósito en la cercanía de la cima presenta una débil estratificación y las partículas aumentan a un lapilli fino. En la ladera N, le sobreyace un depósito masivo proveniente de un flujo piroclástico de cenizas, homogéneo en textura y enriquecido en cenizas gruesas de pómez

subredondeadas. La secuencia entera tiene un espesor máximo de 3.3 m y sobre ella se ha desarrollado el suelo actual de características limosas, gris oscuro y espesor de 20 cm.

La información analizada en este capítulo permitió conocer la historia eruptiva, los estilos eruptivos, la temporalidad y espacialidad de los materiales que integran la columna estratigráfica de esta región. La importancia de estos aspectos se refleja en la dinámica, evolución y expresión morfológica del relieve.

En el capítulo siguiente, el punto de partida es la litología y dos rasgos morfométricos (altitud e inclinación del terreno), con estos parámetros se establecieron regiones similares en cuanto a intensidad de los procesos erosivos y acumulativos, de esta manera será posible explicar la dinámica, evolución y espacialidad del relieve en la zona de estudio.

Capítulo 2. Análisis morfométrico

La morfometría cuantifica de manera sistemática elementos puntuales, lineales y areales del relieve. Los primeros incluyen las cimas (msnm), los valores relativos o absolutos en depresiones o cimas. El segundo grupo lo integran las fallas, los parteaguas y los talwegs. Por último, la geometría de las laderas y la inclinación del terreno integran el tercer grupo. El análisis de estos aspectos permite hacer evidente la competencia de los materiales (litología) a la acción erosiva o deposicional de los procesos exógenos en el territorio de La Malinche.

Los métodos morfométricos aplicados en este trabajo siguen los criterios de Lugo (1988) y Simonov (1985). Estos se basan en obtener parámetros numéricos del relieve, a partir de la interpretación geomorfológica de cuatro cartas topográficas escala 1: 50 000, con equidistancias entre curvas de nivel de 20 m: Tlaxcala de Xicoténcatl (2014): E14B33; Huamantla (1998): Heroica Puebla de Zaragoza (2007): E14B34; y Teplataxco (1998): E14B44. Todas ellas proporcionadas por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).

La selección de las variables morfométricas utilizadas se hizo a partir del análisis previo de las condiciones geológicas e historia eruptiva del volcán La Malinche (Capítulo 1). Las cuales permitieron entender la distribución espacial y arreglo del relieve en este territorio. Los métodos morfométricos utilizados fueron el altimétrico y la inclinación del terreno, su análisis en conjunto permitió elaborar un tercer mapa, la regionalización geomorfológica de la zona de estudio.

2.1 Mapa altimétrico

El objetivo de la altimetría es simplificar la información topográfica, a través de una cartografía que permita reconocer la existencia de *pisos* altitudinales, su continuidad, así como sus contrastes. El fin es establecer e integrar esta información, en unidades mayores del relieve en donde la génesis, los procesos de modelado y la evolución geomorfológica es común.

El primer paso para obtener el mapa altimétrico fue el análisis de los valores altimétricos, a través de un SIG (ArcGis 10.3) y su herramienta *topo to raster* para generar el Modelo

Digital de Elevaciones (MDE). De esta manera fue posible elaborar cinco mapas con distintos rangos (5, 7, 10 y 14), a fin de elegir la variante más cercana a las condiciones del relieve de la región de estudio. De tal manera, que el documento en donde los valores de altitud estaban organizados en 14 rangos, se eligió por mostrar de manera objetiva y real la existencia de pisos de altitudinales y sus contrastes.

Bajo un criterio geomorfológico, los catorce rangos se organizaron en tres grupos, cada uno de ellos representa una zona morfológica. Hay que mencionar que, en el proceso de su integración se utilizaron imágenes de Google Earth, fotografías aéreas y el mapa geológico (Fig. 9).

A. Planicies y rampas sedimentarias.

Este territorio se dispone entre las cotas de 2 080 - 2 454 msnm, representa los terrenos más deprimidos de la zona de estudio. Esta superficie se divide en dos regiones, la primera corresponde a una planicie amplia que se dispone de oriente a poniente y marca el límite entre la zona de acumulación fluvio-lacustres y el inicio del extenso piedemonte volcánico de La Malinche. Al norte se localizan la segunda subunidad, se trata de superficies subhorizontales ligeramente onduladas e inclinadas hacia el sur. Es un relieve acumulativo de origen fluvial-volcánico, en donde las proluviaciones se intercala con piroclastos de diverso origen y algunas lavas (Fig. 9).

Al oriente del volcán, las planicies son de áreas más reducidas y se disponen en gradería, al parecer cada escalón representa un periodo de acarreo y deposición fluvial, lo que ha generado superficies ligeramente inclinadas y de poca extensión. Esta expresión se continua hacia el SE y va cambiando de manera gradual a una morfología de lomeríos bajos, que se unen a las crestas sedimentaria cretácicas (Cerro El Picacho y Cerro la Mesa).

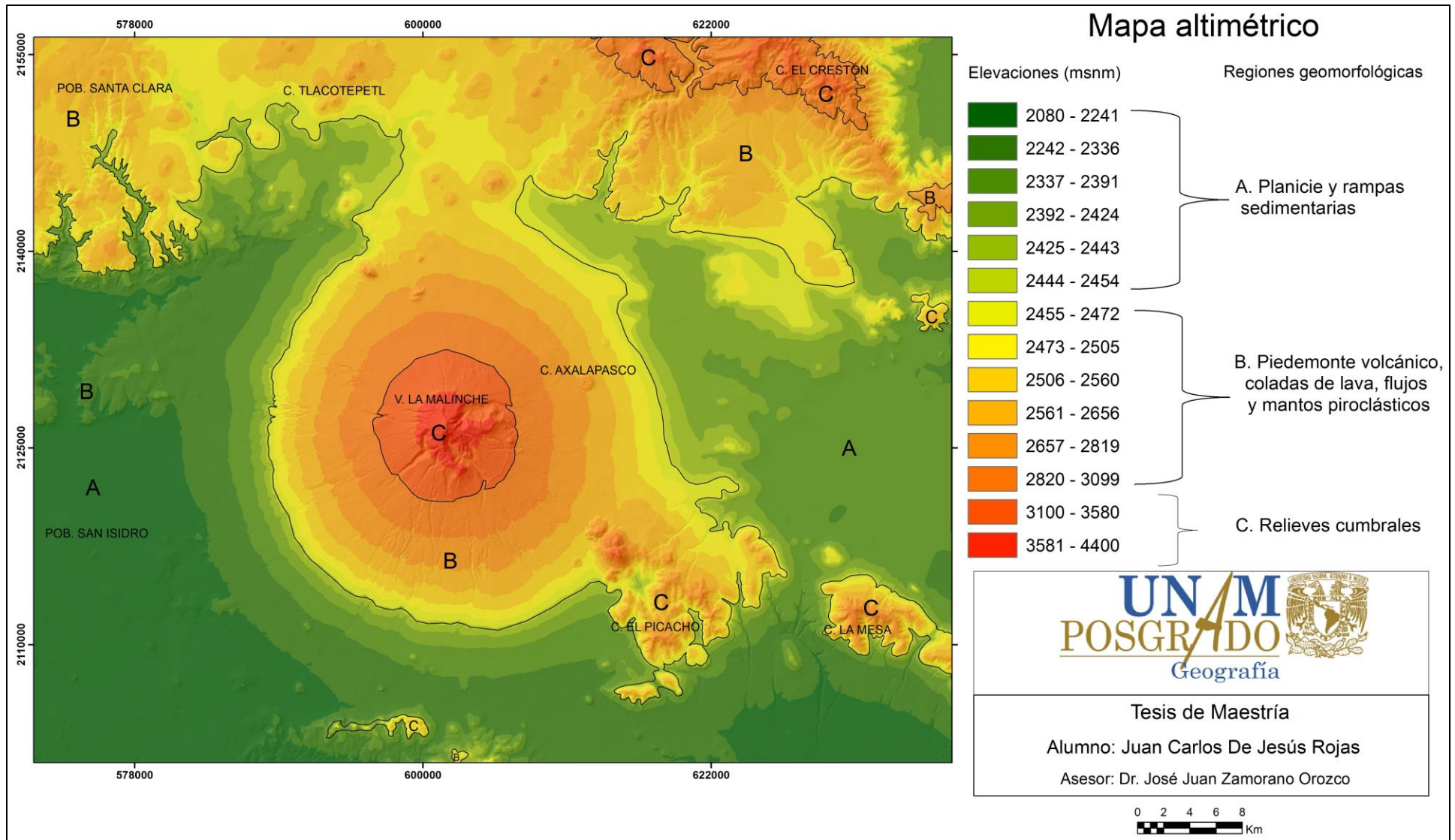


Figura 9. Mapa altimétrico de La Malinche y zonas adyacentes, en él se hace evidente la relación entre la altitud y las regiones geomorfológicas

B. Piedemonte volcánico, coladas de lava, flujos y mantos piroclásticos.

Se considera una superficie de transición entre el edificio volcánico y las planicies que lo rodean. En este territorio predomina la acumulación volcánica por sobreposición de lavas, flujos piroclastos y lahares. Estos depósitos se asocian con la historia eruptiva de La Malinche. Hay que mencionar que existen evidencias de eventos erosivo-acumulativos, son los mínimos y se vinculan con los periodos de calma volcánica (Fig. 9).

La altitud de esta unidad comprende las cotas de 2 455 a la de 3 099 msnm, en este rango se distinguen tres *pisos* altitudinales. El más alto, 2 657 - 3 099 msnm, representan los terrenos cercanos a la cumbre, en donde la dinámica erosiva fluvial y gravitacional predominan. La intensidad de ambos procesos se ven favorecida en parte por la influencia glaciario y periglaciario que existió en el pasado no muy lejano y que ha dejado su huella. De esta manera, los ríos han aprovechado los cortes glaciares en las paredes rocosas para desarrollar saltos de cabecera y remontar la erosión hacia niveles altitudinales mayores. Por otro lado, las corrientes fluviales han desmantelado depósitos morrénicos, y los han mezclado en su transporte con los detritos volcánicos. Por último, los procesos de gravedad han tenido desarrollo en las laderas de fuerte inclinación, en donde las grietas de enfriamiento propias de las lavas y las generados por la gelifracción, favorecen las caídas.

El piso intermedio, 2 506 - 2 656 msnm, corresponde al piedemonte volcánico en donde existe variedad de materiales y diversidad en arreglos deposicionales, características que favorecen la erosión diferencial. Los procesos de modelado presentes en este sector, son fluviales y gravitacionales, ambos se desarrollan al interior de los valles y su relación es tan estrecha que pueden considerarse una sola dinámica (fluvio-gravitacional). Por este mecanismo, los cauces ganan profundidad y favorecen la amplitud de las cárcavas. De esta manera se ha desarrollado una densa red fluvial, que vista en planta presenta un arreglo radial. En ella, los barrancos con profundidades >40 m son frecuentes, algunos de ellos tienen fondo plano en donde las terrazas, los bancos de arena - grava, los diques y potentes mantos de crecida, son frecuentes.

El nivel más bajo, 2 455 - 2 505 msnm, representa el límite entre el edificio y las planicies y es en este sector donde la acumulación predomina sobre la erosión. Como evidencia existen amplios abanicos aluviales que han tenido desarrollo en la desembocadura de los cauces que existen a lo largo de las laderas volcánicas. Estas estructuras son resultado de

numerosas secuencias de sedimentación que de manera paulatina ocuparon esta zona de contacto.

C. Relieves cumbrales

Se trata de las superficies más elevadas, en el sector NE estos terrenos definen el parteaguas de la sierra volcánica Cerro el Crestón (Fig. 9), en esta zona el relieve está conformado por flujos de lava sobrepuestos. Las cumbres del NW presentan una morfología plana-convexa alargada, característica de la existencia de potentes capas piroclásticas en las cimas, que cubren y suavizan el relieve preexistente. Estas características continúan hacia el poblado de Santa Clara (Fig. 9), donde la acumulación de detritos volcánicos se presenta en gradería, como respuesta a la existencia de un relieve antecedente de flujos volcánicos yuxtapuestos

En la Malinche este rango altitudinal se considera de los 3 581 a 4 400 msnm, es de morfología irregular y responde a los diferentes procesos geomorfológicos que han actuado sobre estos terrenos: volcánico-explosivos; fluvio-gravitacionales y glaciares-periglaciares.

2.2. Mapa de inclinación del relieve

Este tipo de cartografía tiene como objetivo clasificar las laderas en grados de pendiente, de esta manera se hace posible detectar y explicar el vínculo entre los procesos fluvio-gravitacionales, su intensidad y las morfologías que desarrollan. Del mismo modo, fue posible explicar el control de la estructura geológica en la espacialidad y expresión morfológica regional del relieve.

La cartografía que se presenta fue realizada a través de un SIG (ArcGIS 10.3), en particular con la herramienta *Slope*. La figura 10 muestra el resultado, este documento está organizado en cinco rangos de inclinación (<2°; 3°-5°; 6°-8°; 9°-10°; >10°). Con el fin de simplificarlos y facilitar su interpretación, se crearon los siguientes grupos: Bajos <1°-3°; Medios 3°-15° y Altos >15°.

A. Planicies y rampas sedimentarias; Valores bajos: <1°- 3°

Las inclinaciones <1° hacen evidentes los terrenos subhorizontales y corresponden a planicies de origen aluvial, aluvial lacustre, flujos de lava tempranos manteados por detritos

de diverso origen; llanos volcánicos y la porción más distal de los amplios abanicos aluviales. Todas estas estructuras son más evidentes al E del cerro Axalapasco; W del poblado San Isidro y pequeños sectores aislados localizados al N de La Malinche (Fig. 10).

El rango de 2°-3°, se asocia con rampas y superficies onduladas ligeramente inclinadas. En el primer grupo está representado por flujos de lava sobrepuestos cubiertos por potentes capas de piroclastos, que suavizan los frentes de lava y cambian la forma original por el de rampas de inclinación homogénea, estas características son comunes al norte y al sureste de la zona de estudio.

El segundo grupo morfológico corresponde al sector medio y distal del extenso y distendido piedemonte de La Malinche. Esta región está integrada por detritos de origen diverso que define rampas rectas, onduladas y convexas. Las irregularidades en la morfología de estas geometrías, se debe a la acumulación y en menor grado, a la disección fluvial (Fig. 10).

B. Piedemonte volcánico, coladas de lava, flujos y mantos piroclásticos; Valores medios: 3°-15°

Corresponde al sector proximal de piedemonte de La Malinche, su origen es exógeno acumulativo y se asocia con la sobreposición de diversos materiales volcánicos, que en conjunto define superficies homogéneas en inclinación. La morfología a detalle es de interfluvios angostos, planos e inclinados vinculados a un diseño fluvial radial-subparalelo de baja densidad, lo que explica la existencia de ondulaciones a manera de *festones* en el edificio central.

Los valores medios, están presentes en el sector norte de la zona de estudio (Cerro el Crestón y Cerro Tlacotepec) y al sur, en terrenos cercanos a los Cerros El Picacho y La Mesa. En ambos casos la espacialidad de los índices de inclinación es heterogénea, no existe un arreglo definido, hecho que se explica por diferencias en la composición y temporalidad de piroclastos y lavas, lo que provoca una competencia a la erosión distinta y por tanto, una morfología diversa.

C. Terrenos cumbrales; Valores Altos: >15°

Los índices de este grupo se vinculan con las cimas, en La Malinche los valores las pendientes varían de 25° a 55° y corresponde con laderas muy inclinadas originadas por explosiones volcánicas y modeladas de manera posterior o alternada con la actividad glaciaria, fluvio glaciaria, fluvio gravitacional y fluvial (cuenca alta o de captación). La dinámica en toda esta superficie es de erosión y representa la principal fuente de detritos de los abanicos aluviales.

El vulcanismo fue un fenómeno importante en el norte de la zona de estudio, su presencia se remonta al Mioceno (Castro-Govea, 2007), desde entonces la acumulación de lavas y piroclastos, fue integrando un terreno complejo en donde la morfología con inclinaciones heterogéneas fue lo común (16°-34°). En general este territorio se asocia con las emisiones volcánicas más tardías, que definen los terrenos cimeros de la sierra que se conoce como Bloque Tlaxcala.

Las crestas cretácicas, en el SE, es otro territorio que se suma a este último grupo. Se caracterizan por presentar vertientes con fuerte inclinación, contrastes altitudinales muy marcados y cimas agudas que definen parteaguas sinuosos y discontinuos. La morfología es resultado de la disolución de las calizas y la erosión fluvio-gravitacional.

El mapa de inclinación del terreno permitió completar de caracterizar el relieve que integra el territorio de estudio y vincularlo con los aspectos más generales de su génesis, así como valorar la importancia de los procesos exógeno como los responsables de la morfología actual.

De esta manera, se pudo elaborar la primera aproximación para entender la configuración espacial del relieve y su evolución en el mapa de regiones geomorfológicas, que a continuación se explica.

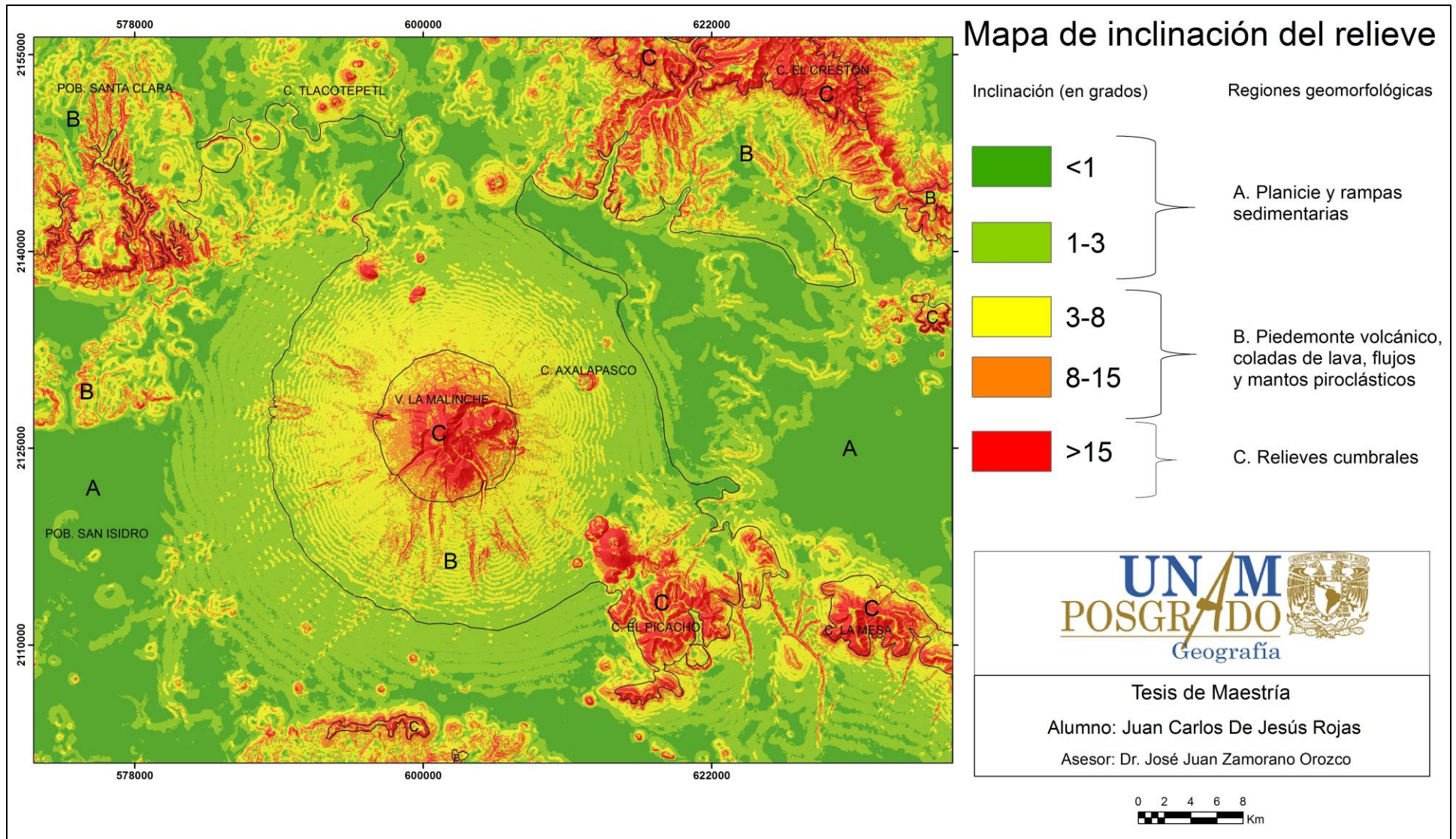


Figura 10. Mapa de inclinación del relieve y regiones morfológicas.

2.3 Regiones Geomorfológicas

El objetivo es presentar unidades en donde la litología, su temporalidad, los procesos modeladores y la expresión morfológica sean comunes. De esta manera se obtuvo una zonificación que simplifica la información y es el punto de partida en la elaboración de un modelo de evolución del relieve preciso y cercano a la realidad.

En su elaboración se usó un criterio geomorfológico para interpretar la topografía, fotografías aéreas, imágenes de satélite, patrones de drenaje, información morfométrica y datos geológicos. La figura 11 muestra el resultado final, en él se representa el relieve que existe al interior de cada región geomorfológica y se explica siguiendo el orden de la leyenda, que inicia desde los relieves recientes a los antiguos.

UNIDADES MAYORES

I. Planicie aluvial del Holoceno: 0.01 Ma (Castro-Govea, 2007).

Se trata de una superficie amplia de morfología subhorizontal, ligeramente inclinada que se intercala con lomeríos bajos. Su génesis es compleja, se integra de detritos de diverso origen, entre los que destacan los fluviales (aluviones), lacustres y volcánicos de caída. En este grupo se incluyen los detritos depositados sobre antiguos lagos (cineritas lacustres). Si bien el origen de esta unidad es complejo, su nombre se ha generalizado como planicies aluviales, hay que mencionar que ocupan el nivel altitudinal más bajo de la zona de estudio, rodean al edificio principal y su área es de 1 079 km² (Fig. 11).

A) Depósitos fluviales con texturas limo arenosas, arenosas y de gravas.

La fuente del depósito es La Malinche y las estructuras volcánicas localizadas en sus cercanías. Se trata de detritos de acarreo que han sido integrados a la carga fluvial en diferentes sectores de cada estructura (cumbre y laderas), por tanto, el origen primario del material es variado (glaciar, periglaciar, de caída volcánica, gravitacional o fluvial), al igual que sus texturas (limo-arenosas; arenas gruesas-muy gruesas; gravas y gravillas).

Los depósitos de este tipo se asocian con cauces estacionales y su amplitud llega a ser importante a su interior y en la desembocadura (cuenca baja). En el primer caso, se presentan formando terrazas, lechos amplios subhorizontales y numerosos bancos de

arenas. En el sector terminal, desarrollan abanicos y mantos amplios inclinados, en todos los casos, las formas que resultan son de carácter exógeno acumulativo.

En cuanto a los terrenos alejados de los ríos, es decir, al interior de la planicie, la morfología es de lomeríos dispersos que se intercalan con bancos arena. Por último, hay que mencionar que en el sector SE se suman detritos de origen sedimentario como respuesta a los afloramientos de calizas que existen en ese sector (Fig. 11).

II. Volcán compuesto del Pleistoceno, La Malinche: 2.5 Ma (Castro-Govea, 2007).

La Malinche se considera un volcán compuesto formado a partir de amplios periodos eruptivos de construcción y destrucción, siendo la última registrada hace más de 3 100 años (Castro-Govea y Siebe, 2007). Su edificio está integrado por diversos tipos de flujos piroclásticos, lahares y lavas que en algún momento de su evolución fueron afectados por masas de hielo que dejaron su huella en las laderas de la cima. El análisis de la estructura principal se hace a partir de las siguientes zonas:

A) Zona cumbral

Los terrenos que integran esta región no conservan la morfología primaria, estas superficies han sido afectadas por actividad volcánica explosiva, el modelado glaciar y depósito tardíos de piroclásticos y lavas, todos ellos responsables de la morfología actual. Los primeros, se reconocen por la existencia de laderas escarpadas que definen una cicatriz de deslizamiento en el flanco SE del volcán. Los segundos, están relacionados con avances y retrocesos glaciares presentes desde el Pleistoceno Tardío al Holoceno. A ellos se les atribuye la existencia de circos glaciares, valles en *U*, morrenas, depósitos de till, glaciares rocosos, taludes detríticos y flujos de escombros. Las lavas y los piroclastos de la cumbre representan el tercer grupo y de ellos hay que comentar que se formaron en las últimas etapas de actividad volcánica, que no tienen influencia glaciar y no son representativas.

La morfología irregular de la cumbre ha favorecido el desarrollo de circos erosivos fluviales, en donde a su interior, la actividad fluvial y gravitacional es intensa y favorece el crecimiento vertical y horizontal de los anfiteatros. Hay que mencionar que estas estructuras tienen una función colectora de agua de lluvia y de detritos (de colapso). En la actualidad son las

cuencas de captación o alimentación de los extensos abanicos aluviales que existen los flancos del volcán (Fig. 11).

B) Piedemonte volcánico

En general se trata de un terreno intermedio entre la cumbre y la planicie que rodean la estructura principal. Su origen es volcánico-acumulativo y se integró en la medida que fueron alternando periodos de actividad y calma volcánica.

Los periodos de actividad fueron explosivos y algunos de ellos muy violentos, en ambos casos se emitieron importantes volúmenes de piroclastos que al caer a superficie se sobrepusieron sin más compactación que la de su propio peso.

Por otro lado, la acción erosiva fluvial estuvo presente en los periodos de calma volcánica, en donde los detritos volcánicos débilmente compactados fueron removidos y depositados, río abajo, en los bordes o sobre las laderas en formación.

Los materiales que integran esta unidad son de distinta edad, los de la porción superior están vinculados con los últimos eventos eruptivos, asignándoles una temporalidad de 3.1 Ka (Periodo 3). El sustrato del sector medio es previo al Periodo 2 (21-15 Ka); mientras el inferior antecede al Periodo 1 (46-23 Ka) (Castro-Govea, 2007). Con base en esta información, en los cambios altitudinales de la morfología y la configuración de los patrones de drenaje, el piedemonte se ha dividido en las siguientes subunidades:

B1) Proximal

Se trata de terrenos que son cercanos a las cuencas de captación fluvial en donde existe una dinámica fluvio-gravitacional intensa. La morfología del piedemonte superior o proximal es de una rampa continua que ocupa todas las vertientes del volcán (3 000–3 400 msnm), su inclinación varía de 6° a 8° y ocupa una superficie de 64.43 km².

Si bien se trata de una rampa volcánica-acumulativa, su posición altitudinal, su inclinación y su proximidad a los circos erosivo-fluviales de la cumbre, la hacen un territorio donde predomina la erosión sobre la deposición. La presencia de cárcavas y barrancos profundos hacen evidente esta dinámica.

Por otro lado, hay que mencionar que existen relieves que no responden con las condiciones climáticas actuales, se trata de los sectores distales de por lo menos tres valles

glaciares, en donde la dinámica es fluvio-gravitacional, se localizan en los sectores W; SW y SE (Fig. 11)

B2) Transición

Representa el sector medio del piedemonte su extensión es de 243 km², su inclinación es variable en un rango de 4°-6° y se dispone entre las cotas de 2 600-2 900 msnm.

La dinámica de este territorio es fluvial (erosiva-acumulativa) y responde a las condiciones climáticas actuales con el desarrollo de cauces en un arreglo radial-subparalelo denso. En esta disposición, los valles profundos funcionan como colectores y en la medida que fluyen ladera abajo, los ríos secundarios desaparecen, el drenaje se simplifica y poco a poco la acumulación va tomando importancia sobre la erosión.

En este sector del piedemonte, se hace evidente la relación entre el sustrato y su resistencia a la erosión, en este sentido, se observa una menor densidad de cauces en las laderas del norte, respecto con las del sur. Las primeras, están constituidas por piroclastos que tuvieron su origen en las violentas explosiones del Periodo 3 (flujos y caídas). Las texturas de los detritos son parecidas (arenas y limos), lo que podría favorecer una mayor compactación y, por tanto, una mayor resistencia a la disección fluvial.

Los materiales que predominan en las laderas del sur se originaron en el Periodo 2 caracterizado por la existencia de una mezcla heterogénea de materiales volcánicos. En este sentido los flujos, las caídas, los lahares y los depósitos de avalancha, al presentar diferente compactación favorecieron la erosión diferencial hecho que se observa en la densidad, profundidad y amplitud de los valles (Fig. 11).

B3) Distal

Es el sector del piedemonte más extenso y alejado de la cima, y, por lo tanto, el que tiene contacto con el nivel de base local, la planicie. El área que cubre es 780 km², su inclinación varía entre los 2°y los 4° y se dispone entre los 2 200-2 600 msnm.

El patrón fluvial en este sector sigue siendo radial y continúa la simplificación de los causes a favor de la pendiente, de esta manera, al llegar a la planicie es solo uno. De ellos destaca la amplitud y el fondo plano de los valles. Esta morfología refleja la importancia de los procesos de acumulación sobre los de erosión, característica que ha favorecido el desarrollo de extensos abanicos aluviales al NE; S; SW y NW (Fig. 11).

C) Estructuras volcánicas aisladas

Las extensas laderas de La Malinche están interrumpidas por domos y en menor medida por volcanes de escoria y de lava. Estas estructuras se consideran como conos adventicios, son de edad cuaternaria y su formación se asocia con los últimos eventos del edificio principal.

El conjunto volcánico no tiene un arreglo definido, en su mayor parte se emplazan en las laderas N; SSO y ENE del piedemonte distal. Su morfología es clara, los domos presentan geometrías convexas en cúpula y campana, los volcanes de escoria son conos truncados ligeramente asimétricos y de base amplia (*Cerro Axalapasco*), los de lava son más difíciles de caracterizar, iniciaron como cineríticos y al final de su actividad emitieron lavas, destruyeron el edificio inicial y adoptaron geometrías convexas asimétricas (Fig. 11).

D) Depósitos de lahares

Se trata de una mezcla de detritos volcánicos y agua movilizados por la acción de la gravedad a través de los valles de las laderas orientales hasta la planicie, donde quedaron depositados (Fig.11).

Los lahares son flujos de alta energía originados durante la actividad volcánica o fuera de ella, en este caso se conocen como fenómenos post-volcánicos y en ellos, las precipitaciones intensas son las responsables de su existencia. En La Malinche existe otra variable, tiene relación con la existencia glaciares y la fusión parcial o total de su masa debido a continuas y persistentes erupciones. Este proceso libera importantes volúmenes de agua en periodos muy cortos de tiempo que, al mezclarse con los derrubios volcánicos sobrepuestos en las laderas con fuerte inclinación, se forma un fluido viscoso de gran capacidad erosiva, que se desplaza ladera abajo a través de un valle.

La existencia de paleosuelos entre los depósitos de los lahares permitió asignarles una edad <2.5 Ma (Castro-Govea, 2007). Los depósitos más representativos se localizan al E – NE de la zona de estudio, ocupan una superficie de 165 km². Al SW de la estructura principal, entre la frontera del piedemonte y la planicie aluvial, existen otros afloramientos que representan una superficie de 11 km². La morfología en ambos casos es de lomeríos bajos aislados, desmantelados en la actualidad por una densa red de barrancos y cárcavas.

III. Sierras volcánicas andesíticas del Mioceno – Plioceno: 5.3-23.03 Ma (Castro-Govea, 2006).

A) Volcanes de escoria y domos

Las estructuras que integran esta unidad son de composición basáltica (conos de escoria) y andesítica (domos), este factor explica la diferente morfología entre los edificios y los flujos emitidos, así como su espesor y longitud.

Los conos de escoria y los domos están modelados por la acción fluvial, los primeros han desarrollado patrones fluviales radiales y los segundos, anulares. En ambos casos los afluentes incrementan su densidad y profundidad en función del espesor de piroclastos que los cubre, esta capa no presenta resistencia a la erosión y favorece la presencia de saltos de cabecera que de manera continua remontan las laderas.

Si bien no presentan un arreglo aparente, se concentran al NW y SW de la zona de estudio, el primer grupo se asocia con el vulcanismo del *Bloque Tlaxcala*, activo del Mioceno al Plioceno, su existencia marca el inicio de una fase de estabilidad tectónica para el sector norte de La Malinche. Los volcanes del sur occidente son dispersos, su formación es contemporánea con la del piedemonte distal, pero son anteriores a la integración de la planicie aluvial, su edad es similar a la del primer grupo.

B) Productos asociados

En este apartado se analizan los materiales emitidos durante una intensa actividad volcánica en el sector norte de la zona de estudio. En este inciso se consideran a las coladas de lava y piroclastos provenientes de flujos y caídas (mantos); todos ellos, sobreyacen a la secuencia lacustre levantada y dislocada que constituye el *Bloque Tlaxcala*.

B1) Coladas de lava, mantos y flujos piroclásticos

Las coladas de lava fueron emitidas en dos periodos de actividad efusiva; el primero ocurre en el Plioceno (3.6 Ma) (Castro-Govea, 2007), se reconoce por desarrollar flujos extensos de morfología tabular como respuesta de un avance continuo sobre una superficie subhorizontal de origen lacustre. La mayoría de estas estructuras presentan cubiertas de piroclastos cuyo origen son los flujos y las caídas de detritos provenientes de volcanes cercanos o del mismo foco que generó las lavas.

Antes de iniciar el segundo periodo eruptivo, se presentaron movimientos tectónicos a través de la red de fallas que corta el *Bloque* Tlaxcala, lo que dislocó, levantó y hundió las secuencias lacustres infrayacente a las cubiertas lávicas. Estas últimas al moverse y romperse, crearon desniveles topográficos a lo largo de toda la extensión de la sierra (*Bloque* Tlaxcala). Con estas condiciones topográficas, inicia el segundo periodo de actividad volcánica en el Pleistoceno (2.5 Ma) (Castro-Govea, 2007).

En el segundo periodo eruptivo, la actividad explosiva fue de mayor importancia. Si bien se emitieron lavas a través de nuevos conos de escoria o domos, no lograron avances importantes debido a la existencia de escarpes o superficies escalonadas que no pudieron superar. Este hecho favoreció que algunas de ellas ganaran altura y formaran falsos domos o pequeñas mesetas. Los detritos volcánicos provenientes de explosiones continuas terminaron por cubrir una superficie de 556 km². Por otro lado, las capas de piroclastos *suavizaron* la topografía y definieron una morfología de lomeríos dispersos, en donde la inclinación general del terreno varía entre 15° - 30°.

IV. Relieves volcánicos andesíticos del Mioceno: 23.03 Ma (Castro-Govea, 2006).

El origen endógeno de este territorio se reconoce a través de la existencia de rocas volcánicas desmanteladas por la acción erosiva fluvial - gravitacional, hecho que no permite reconocer los focos de emisión. Estas estructuras representan el límite NE de la zona de estudio (Fig. 11).

A) Flujos de lava

Se trata de secuencias de lavas antiguas que en algunos sectores definen pseudoestratos andesíticos y andesítico-basálticos, que se emplazan en dirección N-NE (Castro-Govea, 2007). El afloramiento se presenta expuesto (195 km²), no existen cubiertas piroclásticas sobre él y su morfología es resultado de la intensa erosión fluvial y gravitacional. La primera se reconoce por la existencia de un patrón fluvial dendrítico denso y activo. El segundo, se hace evidente en la amplitud de los valles que crecen en la horizontal por el efecto de zapa.

V. Relieves lacustres del Oligoceno: 33.9 Ma (Castro-Govea, 2007).

Se trata de secuencias lacustres limo arcillosas que se intercalan con detritos de caída depositados en agua (cineritas lacustres). Este ambiente es característico del norte de la zona de estudio y representa el fondo de antiguos lagos que existieron en el Oligoceno.

A inicios del Mioceno, los sedimentos lacustres son sometidos a una dinámica tectónica que los fragmenta y los levanta, de esta manera se integran con el basamento del vulcanismo que se continuará construyendo hasta el Plioceno y formará el *Bloque Tlaxcala*, localizado al norte de la ciudad con el mismo nombre.

Existen dos tipos de relieves asociados con los sedimentos lacustres; el primero, se localizan en las vertientes de la sierra al N de la Malinche que no fueron cubiertos por las lavas del Mioceno-Plioceno y en las laderas abruptas de los valles profundos, al interior del bloque montañoso. Los segundos, se asocian con depósitos lacustres levantados a menos de 10 m de la superficie actual, al ser modelados por la acción fluvial fueron desintegrándose hasta definir una morfología de lomeríos.

A) Laderas

Son de geometría recta y ligeramente convexa, esta morfología responde a la fuerte compactación de los detritos lacustres que favorecen la presencia de laderas abruptas e incluso francas. Sobre estas paredes es posible observar fallas normales como evidencia de los procesos tectónicos a los que estuvieron sometidos. En general, este tipo de relieve se localizan al NE y NW de la zona de estudio.

B) Lomeríos

Son de geometría convexa y en la medida que el depósito está más desintegrado, la base de los domos es más amplia. Los lomeríos sobresalen menos de una decena de metros sobre la planicie lacustre y se localizan al NW del edificio principal. Hay que mencionar que sobre ellos y a su interior, no existen detritos de origen volcánico, lo que hace suponer que se formaron en un periodo de calma o al final de la actividad volcánica.

VI. Relieves sedimentarios del Cretácico: 100.5 Ma (Castro-Govea, 2007).

Es el más antiguo de la zona de estudio, está integrado por calizas fosilíferas que alternan con areniscas y limonitas. Esta secuencia se asocia con ambientes de plataforma somera, que, por procesos tectónicos regionales presentes en el Eoceno Inferior, fueron plegados, deformados e integrados a la superficie (Mooser, *et al.*, 1996). El espesor es de 1 000 – 1 500 m, la edad estimada es > 95 millones de años, en la zona de estudio, son representativas del SE y en un pequeño sector del NE.

A) Crestas

Se trata de crestas anticlinales que definen montañas aisladas alargadas, con contrastes altitudinales muy marcados en distancias cortas, las cimas son agudas asimétricas y laderas de fuerte inclinación (> 35°). El modelado en estas estructuras ha sido la disolución y los procesos gravitacionales, estos últimos, han formado una rampa angosta coluvial-fluvial en la periferia de las crestas (Fig. 11).

A1) Continuas

Se trata de un conjunto de montañas alargadas continuas que ocupan los extremos centro-sur y SE de la zona de estudio. En el primer grupo, la disolución ha sido intensa y como respuesta existe una morfología *suavizada* y homogénea, en este sector las laderas presentan inclinaciones < 35°. El conjunto del SE presenta una expresión abrupta y diversa, hecho que se explica por la desigual competencia a la erosión entre las areniscas, y las lutitas, las primeras más resistentes y las segundas más susceptibles a la erosión.

A2) Aisladas

Se trata de pequeñas sierras con un mayor grado de desintegración, su morfología es de relictos aislados, asimétricos, de poca altura y por lo general, de areniscas. Se presentan en el extremo SE de La Malinche.

B) Rampas sedimentarias

Son detritos que han sido depositados en los terrenos periféricos a las crestas calcáreas, la rampa se inclina de 4° a 6° y tiene una extensión de 240 km². Su origen es acumulativo y corresponde a un piedemonte que actualmente está siendo modelado por la acción fluvial.

La información morfométrica, geológica y geomorfológica analizada a través de una cartografía de regiones geomorfológicas, permitió entender la relación existente entre la génesis, la morfología y dinámica del relieve actual. De la misma forma fue posible reconocer los distintos procesos que han modelado este territorio, su influencia y la articulación de morfología en función de la altitud.

El mapa de regiones geomorfológicas es la primera aproximación para entender la espacialidad del relieve de la zona de estudio. Esta información, es el punto de partida para la elaboración de una cartografía geomorfológica detallada, en donde se reconstruye el relieve glacial de la cima y explicar su vínculo con la actividad volcánica de La Malinche

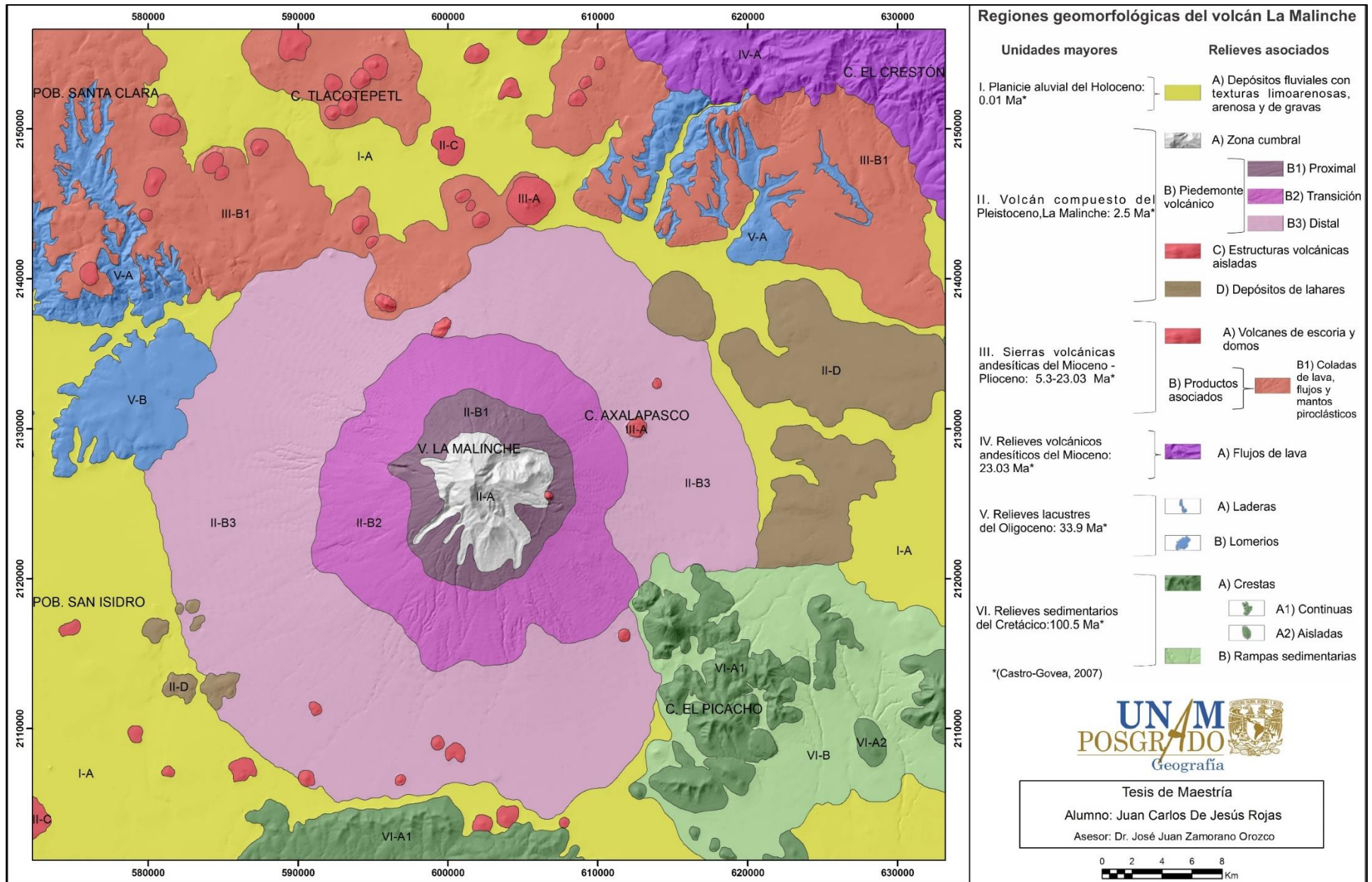


Figura 11. Regiones geomorfológicas del volcán La Malinche.

Capítulo 3. Evidencias glaciares en La Malinche en el contexto del glaciario mexicano.

Los eventos volcánicos suscitados en La Malinche son en gran medida responsables de la génesis y evolución de su relieve (Capítulo 1). No obstante, los procesos exógenos pasados y actuales han sido determinantes en la configuración actual del volcán (Capítulo 2). Uno de los más representativos ha sido la actividad glacial, dejando huella de manera particular en las zonas cumbres y laderas altas. Su estudio es una de las piezas fundamentales para entender la evolución geomorfológica de la zona de estudio.

Bajo esta óptica, este apartado tiene como objetivo contextualizar el desarrollo de las evidencias paleoglaciares en La Malinche en el marco del glaciario mexicano. El cual responde a eventos climáticos y geomorfológicos de alcance global (Último Máximo Glacial; *Heinrich Stadial-1*; *Bølling-Allerød*; *Younger Dryas* y la Pequeña Edad del Hielo) que configuraron la geomorfología glacial de las grandes montañas en el mundo.

A su vez, el glaciario mexicano ocupa un lugar particular en esta cronología por distintos factores. Como el desarrollo de eventos fríos en una zona tropical o la formación de glaciares sobre volcanes compuestos activos. Temas que se tratarán con mayor detalle en los siguientes apartados.

3.1. El glaciario en las montañas de México

Los glaciares son resultado de amplios periodos de descenso en la temperatura global conocidos como glaciaciones. Su desarrollo es un indicador primario de la evolución climática de una región. Ya que cualquier variación en la temperatura repercute directamente en su extensión, volumen, avance o retroceso (Fernández-Fernández, 2015).

El estudio de las geoformas asociadas a estos cambios en la estructura de un glaciar permite interpretar condiciones de cambio climático tanto presentes como pasadas. Tal es el caso de las formaciones morrénicas que atestiguan las fluctuaciones de un glaciar, ya que condiciones climáticas más frías favorecen los avances morrénicos, mientras que condiciones más cálidas los retraen. Esto provoca la presencia de morrenas a distintas altitudes en zonas de montaña y de latitudes altas en todo el planeta.

Los grandes periodos fríos han sido eventos recurrentes a lo largo de la historia terrestre en últimos dos millones de años. Se reconoce la existencia de por lo menos cuatro glaciaciones durante el Cuaternario, cada una de ellas separadas por etapas cálidas similares a las actuales, conocidas como interglaciares (Vázquez-Selem, 1997). Dan inicio en el Pleistoceno Tardío con el Último Máximo Glaciar (UMG; 26.5-19 Ka), continúan hasta finales del Pleistoceno Superior e inicios del Holoceno con el periodo climático *Younger Dryas* (YD; 12.9-11.7 Ka).

De esta manera el Holoceno, marca el inicio del periodo interglaciar actual. Interrumpido por un pequeño periodo frío conocido como la Pequeña Edad del Hielo (PEH; mitad del siglo XIV al XIX), donde se registran tres máximos glaciares: 1650, 1770 y 1850.

Para los intereses de este trabajo, se abordan los efectos de la última Glaciación Planetaria en las grandes montañas de México. Las evidencias se localizan sobre 13 volcanes del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), que por su altitud pudieron compensar su ubicación intertropical (ejemplos de glaciares tropicales estudiados ampliamente; Kaser, 1999; Kaser y Osmaston, 2002), permitiendo el desarrollo de climas fríos y masas de hielo permanentes (Lachniet y Vazquez-Selem, 2005; Vázquez-Selem y Heine, 2011; Vázquez-Selem y Lachniet, 2017). Así como al NE de la Sierra Madre Oriental, en el Cerro Potosí, donde se han encontrado morrenas (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

El estudio del glaciario mexicano se contextualiza desde el conocimiento sobre la deglaciación del Continente Americano desde el UMG, hasta el Holoceno. Territorio que estuvo integrado por 14 zonas glaciares distribuidas desde Alaska (al norte), hasta Tierra de Fuego en su extremo sur (Palacios, *et al.*, 2020). Destacando el reconocimiento detallado que se tiene en la actualidad de los glaciares, sus principales morfologías en los Andes (Clapperton, 1983; Jomelli, *et al.*, 2009) y las grandes masas hielo de Estados Unidos (Krimmel, *et al.*, 2002).

La última gran glaciación planetaria abarca el periodo comprendido entre los 26.6 a los 19 Ka, cuando las masas de hielo globales alcanzaron su máxima extensión por un descenso en el nivel del mar y la temperatura. Periodo que se caracterizó por la existencia de un cierto equilibrio entre la criósfera y el clima (Clark, *et al.*, 2009). Denominada como el Último Máximo Glacial Global (GLGM por sus siglas en inglés; Palacios, *et al.*, 2020), donde las capas de hielo del norte y glaciares de montaña en el Continente Americano alcanzaron su máxima extensión (Clark, *et al.*, 2009).

Para el caso de la región que abarca México, el término Último Máximo Glacial Local (UMGL) se emplea para describir los máximos avances glaciares en sus montañas (Palacios, *et al.*, 2020). Los cuales se dieron entre los 20-14 Ka, en la región de Norteamérica y 21-18 Ka para América Central (Lachniet y Vazquez-Selem, 2005).

Clark y col. (2009), proponen que el comienzo de la deglaciación y retirada de las capas de hielo al norte del Continente Americano comienza hace 20-19 Ka. Asociado con un aumento en la temperatura y nivel medio del mar, así como una alta concentración de CO² en la atmósfera (Palacios, *et al.*, 2020). Se reconoce la importancia de la capa de hielo *Laurentide* (LIS, por sus siglas en inglés), en este proceso y en la evolución de los glaciares de montaña (Hughes, *et al.*, 2013). Ya que el máximo tamaño que alcanzó el LSI corresponde con el UMG (Dyke *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2009; Stokes, 2017), mientras que su deshielo (antes de los 17 Ka; Dyke *et al.*, 2002) contribuyó al aumento del nivel medio del mar y Co² en la atmósfera.

Durante el UMG las montañas más altas de México se cubrieron de glaciares, alcanzando su máxima extensión entre los 21-19 Ka (Palacios, *et al.*, 2020). El retroceso de las masas de hielo fue paulatino, comenzando en las montañas cercanas al Pacífico (Tancitaro; 3 840 msnm) y Golfo de México (Cofre de Perote; 4 282 msnm) entre los 15-14 Ka. Mientras que hacía la región central (Iztaccíhuatl, 5 286 msnm) ocurrió una recesión menor alrededor de los 17 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2011). La temperatura durante este periodo se estima entre 6 - 9° menor a la actual, ya que la línea de las nieves (la altitud a la cual la temperatura media anual es aproximadamente 0°) estaba 1 000-1 500 m por debajo de la actual (4 970 msnm) (Lachniet y Vazquez-Selem, 2005).

El período climático que interrumpió la deglaciación de las grandes montañas en el Continente Americano fue el evento *Heinrich-1 Stadial* (HS-1), o el *Dryas más antiguo*. Término asignado por una serie de sedimentos marinos depositados en el Atlántico Norte (Bahía de Hudson), que evidencian la descarga masiva de icebergs provenientes de la fusión de grandes masas de hielo como LSI (Heinrich, 1988). Desarrollándose entre el evento de Heinrich 1 (17.5 Ka) y el comienzo del periodo interestadial *Bølling-Allerød* (14.6 Ka) (Palacios, *et al.*, 2020).

Los eventos climáticos vinculados al HS-1 son originados por el desprendimiento de una oleada masiva de icebergs procedentes del flanco oriental del LSI (Hemming, 2004). Esta fusión, generó grandes descargas de agua dulce en el Atlántico Norte que alteraron la

circulación termohalina del Atlántico (La Circulación de Retorno del Atlántico Meridional; AMOC). Se invirtió la circulación oceánica que se conoce hoy en día como flujo de corrientes cálidas de las zonas tropicales a las polares, lo que provocó la transmisión significativa de calor hacia los polos del hemisferio sur, y un aparente enfriamiento hacía el norte, de manera específica, hacía el Atlántico septentrional (Keigwin y Lehman, 1994; Bard, *et al.*, 2000). El clima durante este periodo, se caracterizó por un descenso marcado de la temperatura hacía el hemisferio norte y en los trópicos (Palacios, *et al.*, 2020), así como un aumento de las temperaturas en la Antártida asociada a una alta concentración de CO² en la atmósfera (Barker, *et al.*, 2009).

Este evento climático tuvo una mayor repercusión hacía las latitudes medias del Océano Atlántico. Tal es el caso del Centro de México donde los glaciares permanecieron en sus posiciones máximas durante todo el HS-1, a excepción de las montañas del interior (Iztaccíhuatl) donde las masas de hielo fueron ligeramente menores (con una ELA de 4 040 msnm) que durante el UMG (3 940 msnm) (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017).

La recesión de los glaciares en el Centro de México no fue perceptible durante el HS-1 debido a un patrón climático que sugiere fuertes precipitaciones desde las costas (Pacífico y Golfo de México), hacía el interior del territorio mexicano con condiciones más húmedas y frías hacía el E y W y secas hacia el centro. Reflejado en ELAs 400-600 m más bajas hacía el Océano Pacífico que en montañas cercanas al interior de México. Características que prevalecieron hasta los 15-14 Ka (Lachniet, *et al.*, 2013).

El final del evento HS-1, es coetáneo con el inicio de la recesión de los glaciares en el Centro de México (~14.5 Ka). Propiciada por la interrupción en la descarga de icebergs en el hemisferio norte y la producción de aguas profundas en el Atlántico Norte, aumentando su temperatura y nivel medio. De esta manera, comienza un periodo de deglaciación en el continente americano (18 Ka en América Central y 15 Ka para el Centro de México; Vázquez-Selem y Lachniet, 2017). Evento que fue acelerado por la presencia de oleadas climáticas cálidas durante los 14 500 a los 12 900 años, y representadas por un período interestadial conocido como *Bølling-Allerød* (B-A) (Lachniet y Vazquez-Selem, 2005).

El periodo climático B-A se ubica entre los eventos *HS-1* y *Younger Dryas* (14.6-12.9 Ka; Rasmussen, *et al.*, 2014). Su inicio se asocia con una disminución en la salinidad y densidad del agua superficial marina (por el deshielo de las masas del hemisferio Norte), que incitó un freno en el mecanismo de hundimiento y producción de agua profunda en el Atlántico

Norte. Este fenómeno provocó cambios pronunciados en el clima local de las latitudes medias (trópico) con una alteración en sus patrones de lluvias (Rosen, *et al.*, 2014), así como la normalización en la circulación de la AMOC (McManus, *et al.*, 2004). El refuerzo de la AMOC generó un marcado aumento de CO² y metano en la atmósfera durante todo el B-A (Chen, *et al.*, 2015). El clima se tornó cálido alrededor del Atlántico Norte, retirándose el hielo marino (Thiagarajan, *et al.*, 2014).

Los cambios en la dinámica oceánica (AMOC), fueron determinantes en el calentamiento del hemisferio norte durante el B-A ocasionados por un intenso período previo de fusión en la Antártida (Weaver, *et al.*, 2003; Weber, *et al.*, 2014). De tal manera, que el proceso que impulsó el B-A fue contrario al que causó el HS-1 (fusión de las capas de hielo en el norte y calentamiento del hemisferio sur), con el enfriamiento de la Antártida y el aumento de la capa de hielo marino al sur (Palacios, *et al.*, 2020). Esto provocó que los vientos del oeste y de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), migrarán hacia el norte para fortalecer el AMOC y así calentar el hemisferio norte (Pedro, *et al.*, 2015). Este período frío en el hemisferio sur se denomina Frío Antártico de Inversión (ACR, por sus siglas en inglés), evento que ocurrió casi al mismo tiempo que el B-A, aunque el límite entre el enfriamiento en el sur y el calentamiento en el norte no están todavía bien definidos (Pedro, *et al.*, 2015; Palacios, *et al.*, 2020).

Durante el periodo B-A los glaciares del Centro de México presentaron un retroceso generalizado en sus masas de hielo. Vázquez-Selem y Lachniet (2017) proponen que esto se dio en dos periodos: el primero entre los 15 - 14 Ka que corresponde a una primera oscilación térmica denominada como *Bolling* (~14.5 Ka; Liu, *et al.*, 2009), interrumpida por un breve periodo frío (todavía no estudiado) de corta duración. El segundo evento, se asocia a una segunda oleada cálida denominada *Allerod* (13 Ka; Yu y Eicher, 2009) que aceleró la recesión de los glaciares en México entre los 14-13 Ka. Durante este evento, las ELAs de las masas de hielo aumentaron al menos 200 m con relación a las presentes en el HS-1.

La deglaciación de las masas de hielo en el Continente Americano tuvo un último periodo denominado *Younger Dryas* (YD), el cual se extendió desde finales del B-A (12.9 Ka) hasta comienzos del Holoceno (11.7 Ka) (Palacios, *et al.*, 2020). Su origen se vincula con descargas constantes de agua dulce al Atlántico Norte, producto del deshielo de las grandes masas del norte (como la del LSI). Este proceso generó una alteración en la circulación termohalina del Atlántico, permitiendo que el agua dulce se acumulara en la

superficie, que por su baja densidad se enfrió más rápido. Formando una extensa capa de hielo marino que bloqueó la liberación del calor oceánico y propició condiciones frías sobre el Atlántico Norte que se extendieron hasta las zonas del trópico (Wallace, *et al.*, 2010).

El YD fue un episodio de enfriamiento a escala global donde el clima de la región de Norteamérica retornó a condiciones casi glaciares (Bennett, *et al.*, 2000), representando un periodo de transición entre el Pleistoceno y el Holoceno (Fiedel, 2011). Los efectos en el hemisferio norte más representativos fueron: debilitamiento del AMOC por cambios en la circulación de aguas profundas en los mares nórdicos y deshielo del LSI (Muschitiello, *et al.*, 2019); el hielo marino se expandió bajando drásticamente las temperaturas en el invierno y primavera (Steffensen, *et al.*, 2008), aunque los veranos se mantuvieron relativamente cálidos (Schenk, *et al.*, 2018) alterando la circulación atmosférica (Renssen, *et al.*, 2015).

Al igual que en el HS-1, el YD se caracterizó por un aumento en la temperatura de la Antártida y una alta concentración de CO² en la atmósfera (Beeman, *et al.*, 2019). Terminando de manera abrupta con un calentamiento de casi 7°C en algunas regiones del hemisferio norte en un lapso de tiempo muy corto (50 años) (Steffensen, *et al.*, 2008).

Con relación al Centro de México durante el YD, se produjeron avances glaciares a altitudes de 3 800-3 900 msnm entre los 13-12 Ka y hasta ~10.5 ka (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017). Sus ELAs se ubicaron entre los 4 100 - 4 250 msnm (650 a 800 m por debajo de la ELA moderna), lo que representa temperaturas ~4-5° C más bajas que las actuales (Lachniet y Vazquez-Selem, 2005). Las morrenas depositadas durante estos eventos son relativamente pequeñas (< 6 m de altura), poco espaciadas entre sí y localizadas en valles montañosos. Al estar bien conservadas estas geoformas, los glaciares debieron estar estables por lo menos 1 000 - 2 000 años después de finalizar el Pleistoceno (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017).

La deglaciación total de las montañas en el territorio mexicano se estima comenzó en montañas menores a los 4 000 msnm hace 11.5 Ka, mientras que en las > 4 200 msnm, el hielo se retiró entre los 10.5 y 10 Ka. En valles orientados al S la retirada de las masas de hielo comenzó incluso antes que en los casos anteriores (12 Ka) (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017). Finalmente, en épocas históricas (Siglos XV y XVI), los glaciares de las tres montañas más altas de México (Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl y Popocatepetl), su avance fue cercano a los 4 300 msnm, este hecho corresponde a la llamada Pequeña Edad

del Hielo (PEH). En la actualidad solo a altitudes mayores a los 4 200 msnm se encuentran pequeños glaciares en nuestro país. La última glaciación en el continente americano dio como resultado una serie de eventos asincrónicos climáticos y glaciares en todo su territorio, lo que generó una cierta oposición en el comportamiento de los glaciares entre los hemisferios norte y sur (Tabla 3).

Evento Glaciar	Miles de años (Ka)	Efectos climáticos y glaciares en el Continente Americano	Efectos climáticos y glaciares en México
Último Máximo Glaciar (UMG)	26.5-19	Disminución de la temperatura entre 4-8° C, la precipitación varió ampliamente a lo largo de toda la región. Los glaciares alcanzaron su máxima extensión, primero los de América del Norte y Centro, al final, en América del Sur.	Las temperaturas eran 6-9° C, menores a las actuales. Al final de este periodo (21-19 Ka), los glaciares en las montañas mexicanas alcanzan su máxima extensión durante el Último Máximo Glacial Local (UMGL).
Heinrich-1 Stadial (HS-1)	17.5-14.6	La temperatura en el hemisferio norte y en los trópicos disminuyó, mientras que en el hemisferio Sur se tornó cálida. Los glaciares del norte y centro crecieron o se mantuvieron estables, los del sur, en especial en los Andes donde existieron condiciones templadas y subpolares: retrocedieron.	Prevalcieron condiciones climáticas frías-húmedas hacia las costas (Pacífico y Golfo de México), y frías-secas hacia el centro. Los glaciares mantuvieron su máxima extensión durante este periodo, a excepción de los del centro, donde hubo un pequeño retroceso.
Bølling-Allerød (B-A)	14.6-12.9	El hemisferio norte se tornó más cálido, el sur se enfrió a partir de un periodo frío paralelo al B-A nombrado Frío Antártico de Inversión. Los glaciares de América del Norte y Central retrocedieron en extensión y en algunos casos desaparecieron. Los glaciares en América del Sur crecieron, al igual que en los Andes tropicales.	Existió una tendencia de aumento en la temperatura. Comienza la deglaciación de las montañas mexicanas a partir de dos eventos de retroceso glaciar. El primero se dio de manera gradual entre los 15-14 Ka, mientras que el segundo de manera acelerada a partir de los 14 Ka.
Younger Dryas (YD)	12.9-11.7	El hemisferio norte se enfrió, mientras que al sur la temperatura aumentó. Los glaciares en América del Sur se retiraron, a excepción de algunas zonas en los Andes del norte. En América Central, se da el avance de pequeños glaciares incluso tiempo después de la deglaciación de las montañas en América del Norte.	Las temperaturas disminuyeron entre 4-5° C, persistieron las condiciones frías y secas. Se dieron pequeños avances glaciares a altitudes de 3 800-3 900 msnm entre los 13-12 Ka. La deglaciación total de las montañas mexicanas en elevaciones menores a los 4 000 msnm comienza hace 11.5 Ka, mientras que en las > 4 200 msnm ocurrió entre los 10.5 y 10 Ka.

Tabla 3. Principales características climáticas y de evolución glaciar desarrolladas durante la última gran glaciación y deglaciación, en el continente americano y montañas mexicanas (Palacios, *et al.*, 2020).

La cronología y características del glaciario mexicano desde comienzos de la UMG y hasta la deglaciación total de sus principales elevaciones, fue en respuesta a una serie de eventos climáticos y glaciares de impacto regional y planetario (Tabla 3).

A continuación, se hace una descripción detallada de los principales efectos del glaciario mexicano en las montañas, que por su elevación y posición geográfica permitieron el desarrollo de importantes sistemas glaciares, mismos que formaron parte importante de la en la evolución geomorfológica de dichas estructuras volcánicas.

3.2 La geomorfología glaciario de los volcanes mexicanos y su cronología

Las evidencias del glaciario mexicano se localizan en 13 estructuras del CVM (Fig. 12), en respuesta a las condiciones *paleoclimáticas* que imperaron durante los últimos 20 000 años (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

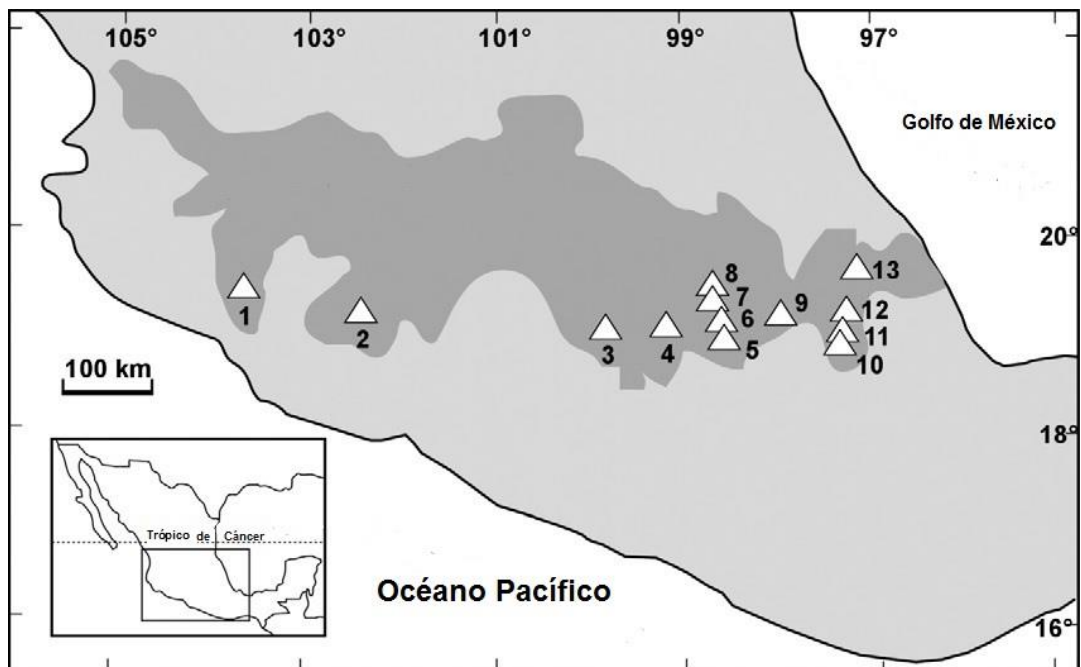


Figura 12. Volcanes con altitudes > 3 000 m con evidencias glaciares en el CVM (gris oscuro), de W-E: 1. Nevado de Colima. 2. Tancítaro. 3. Nevado de Toluca. 4. Ajusco. 5. Popocatépetl. 6. Iztaccíhuatl. 7. Telapón. 8. Tláloc. 9. La Malinche. 10. Sierra Negra. 11. Pico de Orizaba. 12. Las Cumbres. 13. Cofre de Perote (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

En este apartado se analizan las estructuras volcánicas que no presentan una secuencia glaciaria continua (Nevado de Colima, Tancítaro, Popocatepetl, Complejo volcánico Tlaloc-Telapón, Cofre de Perote y Pico de Orizaba), a consecuencia de su reciente actividad que ha destruido o cubierto las evidencias. De tal manera que, los rasgos geomorfológicos asociados al movimiento del hielo se presentan de manera aislada.

El Nevado de Colima con 4 180 msnm se localiza en el sector occidental de CVM, las evidencias glaciares son escasas, la mayoría de ellas están cubiertas por potentes capas piroclásticas provenientes del activo vecino, el Volcán de Fuego de Colima.

Las laderas norte y sur concentran las pocas formas glaciares, se trata de morrenas y en paredes rocosas, estrías, pulimientos y surcos, todas estas evidencias se localizan a distintas altitudes (Macías, 2005). Lo que hace suponer la existencia de por lo menos dos avances glaciares distintos: el primero a 3 500 msnm y el segundo a los 3 650 msnm (Lorenzo, 1961). Se estima que la deglaciación en el flanco sur (3 800 msnm), comenzó hace ~13 Ka y a los 4 000 msnm inició a los ~11.5 Ka. En el caso de la vertiente norte (3 900 msnm), los glaciares comienzan a retirarse hace 10 Ka (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017).

El volcán Tancítaro, 3 842 msnm, se localiza en la porción centro-este del CVM y presenta morfologías glaciares entre los 3 300 - 3 100 msnm, en tres valles, en donde este tipo de relieve se presentan *atenuado* por la acumulación de tefra sobre él. Los conos de escoria localizados en la periferia de la estructura principal, aportaron los detritos volcánicos (Ownby, *et al.*, 2007).

La actividad glaciaria en el volcán se estima comenzó hace 19 Ka y se extendió hasta los 15 Ka, fecha en la que inicia la retirada de las masas de hielo de la cumbre (Vázquez-Selem y Heine, 2011). Este retroceso del hielo generó el depósito de pequeñas morrenas recesivas entre los 3 300-3 400 msnm, hace 14.5 Ka. Para los 11.5 Ka, las laderas cumbreles estaban libres de hielo (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017).

El volcán Popocatepetl, 5 552 msnm, se emplaza en el sector central del CVM, presenta evidencias glaciares poco significativas, debido a su reciente actividad que las ha destruido o sepultado (Delgado, *et al.*, 2015). Sin embargo antes de su reactivación en el siglo XXI,

el relieve asociado a los hielos en movimiento, fue cartografiado y descrito por White (1986), de esta manera se han conocido en la actualidad.

El complejo volcánico Tláloc (4 120 msnm) – Telapón (4 090 msnm) ocupa el centro-oriente del CVM, se considera la continuación de la Sierra Nevada (Popocatepetl e Iztaccíhuatl) hacia el norte. Durante el Pleistoceno Tardío fueron depositadas morrenas en sus vertientes orientales. Por la altitud a la que se encuentran los depósitos, han sido correlacionadas con cuatro avances glaciares en el Iztaccíhuatl. El primero, a 3 000 msnm: corresponde al Periodo Nexcolango (195 Ka). El segundo a 3 390 ± 160 msnm: Periodo Hueyatlaco-1 (20-17.5 Ka). El tercero, entre 3 500 ± 190 msnm: Periodo Hueyatlaco-2 (17-14 Ka) y el último a 3 810 ± 80 msnm: Periodo Mipulco-1 (12-10 Ka) (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

La actividad glacial en el Cofre de Perote (extremo oriental del CVM; 4 282 msnm) ha sido significativa en su evolución geomorfológica. Carrasco-Núñez, *et al.* (2010), mencionan que han sido dos colapsos volcánicos los que han definido su morfología actual, ambos casos asociados con la retirada del hielo de la cumbre y afectando el sector oriental.

El relieve glacial en el Cofre de Perote, está representado por un sistema de morrenas frontales y laterales que se localizan en las laderas del norte a una altitud de 3 300 – 3 400 msnm. Se asocian a un máximo avance glacial ocurrido entre los 20 - 14 Ka, en donde la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA) era de 3 650 msnm y probablemente asociada al UMG (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

La retirada del hielo de las zonas cumbrales del norte, comienza entre los 14 y 11.5 Ka y continua en los valles del sur hace 12 Ka. Para los 11 Ka el edificio se encontraba libre de hielo, a excepción de dos circos cumbrales que albergaron pequeños glaciares hasta antes de los 10.5 Ka (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017).

En el Pico de Orizaba o Citlaltépetl (extremo oriental del CVM; 5 675 msnm), el relieve glacial es difícil de identificar y, por tanto, elaborar una cartografía no es posible. La mayor parte de este tipo de relieve se encuentra destruido de manera parcial o en su totalidad, en el mejor de los casos, está cubierto por potentes y recientes capas de piroclastos. (Heine, 1988; Hoskuldsson y Robin, 1993). La morfología glacial es poco representativa, se limita a las vertientes norte y noreste, han sido descritas como análogas a los eventos glaciares en el Iztaccíhuatl, aunque está posible correlación necesita de más estudios.

En ninguno de los ejemplos mencionados, existen secuencias completas de formas o depósitos glaciares, lo que dificulta establecer un vínculo con los eventos climáticos ocurridos en el UMG. Con lo cual, es difícil definir con precisión avances glaciares y edades de cada uno. Sin embargo, existen elevaciones que cuentan con registros más completos, lo que facilita la reconstrucción de la cronología local, es el caso del Nevado de Toluca, Ajusco, Iztaccíhuatl y La Malinche. Todos ellos, presentan morfologías glaciares asociadas a la transición paleoclimática entre el Pleistoceno Tardío y el Holoceno para el centro de México (Fig. 12).

Su estudio se hace con relación a la posición estratigráfica de los depósitos glaciares, periglaciares, paleosuelos, acarreo fluviales, materiales volcánicos y dataciones (C^{14} y ^{36}Cl). El análisis de estos factores ha permitido reconstruir la secuencia glacial de los últimos 20 000 años para el Centro de México. A continuación, se explica dicha cronológica para cada estructura.

El volcán Nevado de Toluca (centro occidente del CVM; 4 690 msnm), a pesar de haber presentado cuatro episodios importantes de actividad volcánica (entre los 26 y 12 Ka; Macías, 2005), existen evidencias glaciares en sus cumbres (circos y paredes glaciares) y secuencias morrénicas en las laderas altas del N, NW y SE. Estos elementos fueron cartografiados por Heine (1994).

El mismo autor, a partir de observaciones en campo (correlaciones estratigráficas de los depósitos glaciares) y dataciones (C^{14} y ^{36}Cl), estableció 5 avances glaciares en el Nevado de Toluca (Tabla 4). Los tres más antiguos (MI >40 000 BP; MII > 11 500 BP y MIII < 11 500 BP) corresponden con intervalos glaciares del Pleistoceno Tardío; mientras que los dos últimos (MIV 8000-7000 BP y MV Pequeña Edad del Hielo), se desarrollaron durante el Holoceno Temprano (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

El Ajusco (sector central del CVM; 3 937 msnm) de composición dacítica – andesítica, se originó en el Mioceno Tardío y continuó su formación hasta el Plioceno Tardío (White, *et al.*, 1990). El volcán presenta secuencias morrénicas completas y de morfología bien definida, con ellas White y Valastro (1984), establecen la cronología de los avances glaciares a partir de radiocarbono. Los datos obtenidos, representan las edades mínimas del movimiento del hielo, en este sentido se reconocen por lo menos cuatro periodos fríos (Tabla 4).

El avance glacial más antiguo se conoce como Periodo Marqués, su edad mínima es de 27 Ka, le sigue la Glaciación Santo Tomás con 25 Ka. En opinión de White y col. (1990), existe la posibilidad de que ambos eventos podrían ser más antiguos, incluso alcanzar una edad pre-Wisconsin. El tercer avance se denominó Albergue y fue fechado entre los 16 y 10 Ka, mientras los más recientes Neoglaciación I y II se establecieron en < 2 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Correlación glacial de algunos volcanes del Centro de México							
Iztaccíhuatl		La Malinche		Nevado de Toluca		Ajusco	
Avance Glaciar	Edad (³⁶ Cl a BP)	Avance Glaciar	Edad (C ¹⁴ a BP)	Avance Glaciar	Edad (C ¹⁴ a BP)	Avance Glaciar	Edad (C ¹⁴ a BP)
Ayoloco	< 1000	MV	Sin datos	MV	Sin datos		
		MIV	3500-2000			Neoglaciación I y II	< 2000
Milpulco 2	8300-7300	MIII-3	> 5750	MIV	8000-7000		
Milpulco 1	12 000-10 000	MIII-1 y 2	12 000-8500	MIII	< 11 500		
Hueyatlaco 2	17 000-14 500	MII	> 16 000-12 000	MII	> 11 500	Albergue	< 16 000- > 10 000
Hueyatlaco 1	21 000-17 500						
		MI	36 000-32 000			Santo Tomás	> 25 080
						Marqués	> 27 190
Nexcolango	~190 000	Pre-Wisconsin	Sin datos	MI	> 40 000	Depósitos de Till	Sin datos

Tabla 4. Correlación glacial durante el Pleistoceno-Holoceno en cuatro estructuras volcánicas del centro de México (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Si se comparan las edades de los depósitos glaciares identificados en el Nevado de Toluca y el Ajusco, no existe una relación entre ellas (Tabla 4), por tanto, no se puede establecer una correlación entre los eventos glaciares en ambas estructuras. La falta de un registro amplio de las morrenas, no solo en los ejemplos mencionados, sino en todo el centro de México, así como una escasez de dataciones absolutas, son el principal impedimento en la reconstrucción de los eventos fríos en las grandes montañas de México.

Ante esto, en los últimos años se ha tomado como punto de referencia en la configuración de la cronología glaciaria en México al volcán Iztaccíhuatl, por ser la estructura que mejor conserva las evidencias de los avances del hielo en su cumbre y en sus laderas. Sumado a lo anterior, es el volcán con mayor número de dataciones. Por tanto, a partir de los avances identificados en el Iztaccíhuatl y sus edades absolutas, ha sido posible la correlación los distintos periodos fríos en el Nevado de Toluca y el Ajusco (Tabla 4)

Este es el caso del volcán La Malinche, en el estudio y análisis de los periodos glaciares que lo afectaron, se han tenido que correlacionar con los del Iztaccíhuatl (Tabla 4). Este postulado es fundamental para explicar el desarrollo de los eventos glaciares en La Malinche, sus características y como influyeron en la configuración geomorfológica de esta estructura. De igual forma, es el punto de partida en la validación del método empleado en la reconstrucción de los paleoglaciares, así como en la información relacionada con su altura, volumen y ELAs, temas que serán abordados con detalle en los siguientes apartados.

3.3. Correlación glaciaria entre el volcán Iztaccíhuatl y La Malinche

Los trabajos más completos sobre la evolución glaciaria en el centro de México se han concentrado en el volcán Iztaccíhuatl. En dicha estructura se han realizado más de 100 dataciones (^{36}Cl y C^{14}), en diferentes depósitos glaciares (White, 1986; Heine, 1975, 1988, 1994; Vázquez-Selem, 1997, 2000; Vázquez-Selem y Heine, 2011 y Vázquez-Selem y Lainchniet, 2017). Las edades obtenidas han permitido establecer una relación cronológica entre los avances glaciares en el Iztaccíhuatl y la evolución glaciaria regional (centro de México y América Central) y planetaria (UMG) (Vázquez-Selem y Lainchniet, 2017).

El Iztaccíhuatl, conserva depósitos y formas glaciares variadas, debido a la existencia de un estadio de reposo que ha durado más de 80 Ka (Nixon, 1989). Estas condiciones han permitido reconocer en sus cumbres y laderas, cinco periodos glaciares (Fig. 13).

El primero y más antiguo es el Nexcoalango (190 Ka), en este periodo las condiciones ambientales permitieron a los glaciares alcanzar una altitud terminal cercana a los 3 000 msnm (Vázquez-Selem, 2000). En este marco Sánchez-García (2018) reconoce morrenas asociadas a este periodo hasta los 2 800 msnm, sin embargo, dichas morfologías carecen

de edades absolutas lo que no permite saber con exactitud si pertenecen a este periodo frío.

La segunda fase estuvo integrada por dos eventos glaciares, uno de avance (Hueyatlaco-1) y otro de retroceso (Hueyatlaco-2). El periodo Hueyatlaco-1 se desarrolló entre los 21 y 17.5 Ka, corresponde con el avance glaciar más extenso del Pleistoceno Tardío en el Iztaccíhuatl (Fig. 13).

Los frentes glaciares durante Hueyatlaco - 1 presentaban una elevación terminal media de 3 390 msnm y una ELA de $3\ 940 \pm 130$ msnm (Vázquez-Selem y Heine, 2011). Por otro lado, el evento Hueyatlaco-2 se desarrolló entre los 17 000 - 14 500 años, periodo que corresponde con el inicio de la deglaciación en el Centro de México (15-14 Ka) (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017). La elevación terminal media del hielo descendió hasta los $3\ 500 \pm 190$ msnm, la ELA se mantuvo entre los $4\ 040 \pm 130$ msnm (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

El tercer evento, Milpulco-1 (12–10 Ka), representa la transición entre el final del Pleistoceno Tardío y el comienzo del Holoceno, así como, la aceleración en la deglaciación del Centro de México (con excepción de las montañas con una altitud superior a los 4 200 msnm) (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017). Las morrenas de este periodo alcanzaron una altura terminal media de $3\ 810 \pm 80$ msnm y una ELA de $4\ 240 \pm 60$ msnm (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

La fase glaciar Milpulco-2, está integrada por dos eventos de corta duración. El primero representado por un pequeño avance glaciar (~8.3 Ka), el cual mantuvo una altitud media de término, entre los $4\ 050 \pm 120$ msnm y una ELA de $4\ 420 \pm 60$ msnm. El segundo evento fue de recesión (7.8–7.3 Ka), se retrajeron las masas de hielo hasta los $4\ 180 \pm 80$ msnm y un aumento de la ELA hasta los $4\ 530 \pm 100$ msnm (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

El último evento fue Ayoloco, se desarrolló durante la primera mitad del siglo XX y está asociado a un pequeño periodo de descenso en la temperatura global (Pequeña Edad del Hielo < 1000 años). Los frentes glaciares durante esta fase alcanzaron una altitud media de término, por encima de los $4\ 510 \pm 110$ msnm y una ELA de $4\ 720 \pm 70$ msnm. En la actualidad las condiciones glaciares en el Iztaccíhuatl se desarrollan por arriba de los $4\ 860 \pm 130$ msnm, donde la ELA no solo del volcán sino para todo el Centro de México se ubica entre los $4\ 970 \pm 90$ msnm (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

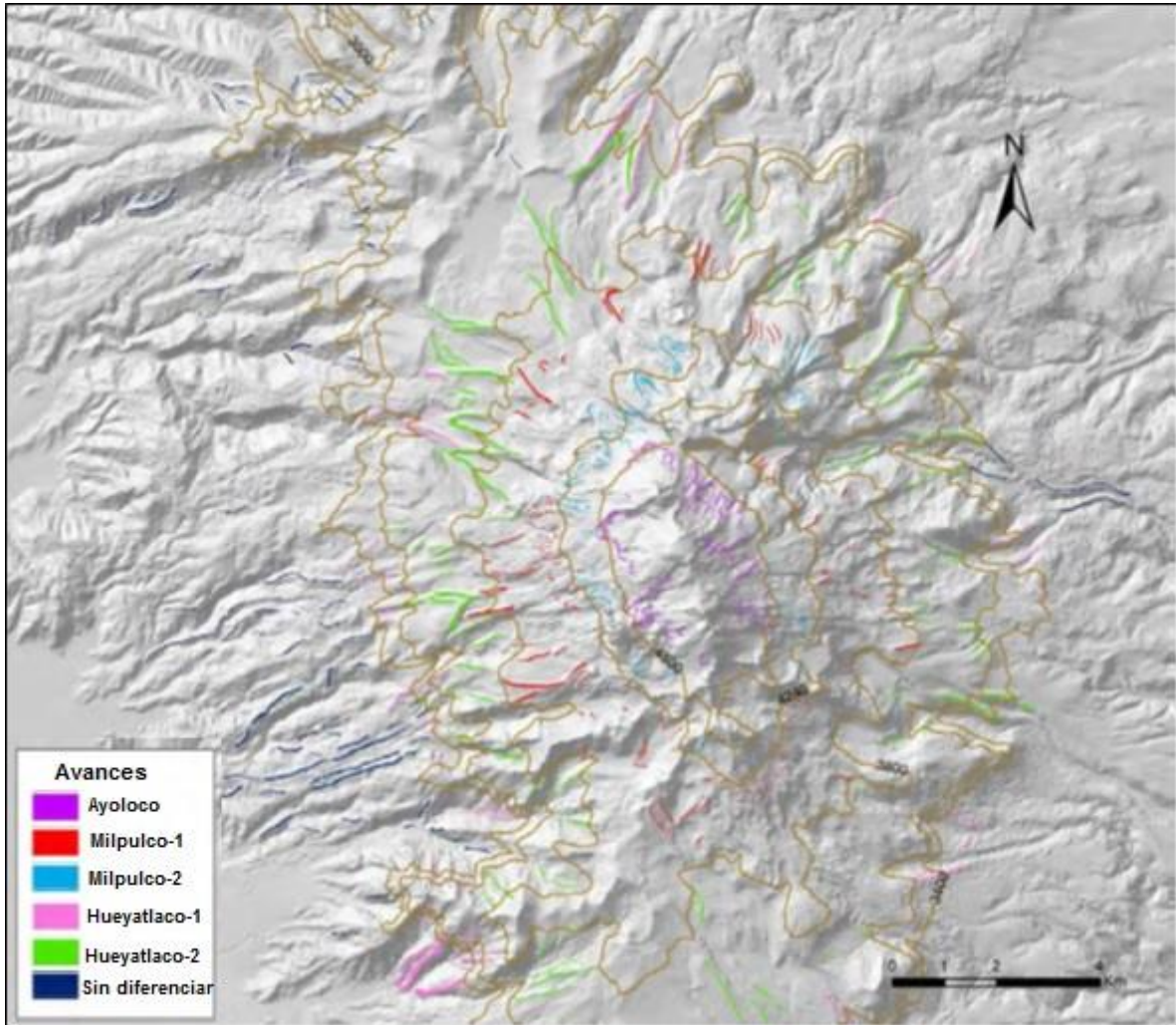


Figura 13. Depósitos morrénicos y avances glaciares en el volcán Iztaccíhuatl (Sánchez- García, 2018).

De esta manera es el Iztaccíhuatl quien conserva el mejor registro glacial de todo el Centro de México. Representa el modelo perfecto para inferir las condiciones climáticas y geomorfológicas pasadas en esta región. Bajó esta óptica y por su cercanía (a sólo 60 km al este) se compara la evolución glacial del volcán La Malinche, con la del Iztaccíhuatl.

La mayor parte de las evidencias glaciares en La Malinche han sido suavizadas por cubiertas piroclásticas o incluso borradas por la reciente actividad. No obstante, se ha podido establecer una cronología glacial relativa (Heine, 1975, 1988 y 1994). A partir del análisis e interpretación estratigráfica de las tefras que yacen o se intercalan con los depósitos glaciares, también existen dataciones (C^{14}), que han sido correlacionadas con las del Iztaccíhuatl por Vázquez-Selem y Heine (2011).

La secuencia glaciár elaborada por Heine (1994) (Fig. 14), se correlaciona con los eventos del Iztaccíhuatl, ambos criterios representan en este trabajo el punto de partida en la reconstrucción paleoglaciár de La Malinche.

El registro glaciár más antiguo en La Malinche está representado por depósitos morrénicos localizados por debajo de la cota 2 500 msnm, esta posición altitudinal fue el criterio usado por Heine (1994), para asignarles una edad Pre-Wisconsin (~ 19 Ka) (Fig. 14).

Los depósitos Pre-Wisconsin en la Malinche no son continuos, su distribución es difusa y en esto se responsabiliza a la reciente actividad volcánica, que destruyó casi en su totalidad este tipo de evidencias.

El segundo avance glaciár se presentó entre los 36 - 32 Ka, se conoce como MI y fue muy intenso en las laderas del sur, este hecho provocó un marcado modelado en U en los valles (Castillo-Rodríguez, *et al.*, 2007). A través de ellos, los frentes glaciares alcanzaron la altitud de 2 550 msnm, dato promedio (White, 1986).

El tercer avance glaciár se conoce como MII, estuvo presente entre los ~16 - 12 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2011). En este caso, la influencia del hielo se limitó a los valles y al desarrollo de un pequeño glaciár en la cara norte (Castillo-Rodríguez, *et al.*, 2007). Los frentes del hielo alcanzaron una altitud media entre los 2 800 a los 2 700 msnm en las vertientes del E y S; mientras que en las del SW, llegaron hasta los 2 650 msnm (Heine, 1988).

La cuarta fase glaciár en La Malinche (MIII), se desarrolló entre los 12 - > 5.7 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2011), se integra por tres eventos individuales denominados MIII-1; MIII-2 y MIII-3 (Heine, 1994). Los máximos avances del hielo se dieron durante los periodos MIII-1 y MIII-2 (hace 10 Ka), sobre las laderas orientales a una altitud de 2 930 - 3 000 msnm (White, 1986). El último evento de este periodo (MIII-3), se presentó hace > 5.7 Ka y corresponde con un retroceso de las masas de hielo, representado por la formación de glaciares rocosos a los 3 900 msnm (Castillo-Rodríguez, *et al.*, 2007).

La última fase glaciár en la Malinche ocurrió durante una pequeña etapa neoglaciár entre los 3 - 2 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2011). Representada por dos conjuntos de pequeñas morrenas al noreste de la cima localizadas a 4 080 msnm. Después de este periodo no existen depósitos morrénicos asociados a eventos fríos más recientes en el volcán, a

excepción de algunos de origen periglacial (glaciares rocosos), que continúan su actividad por arriba de los 4 200 msnm y que Heine (1975) interpretó como el avance MIV.

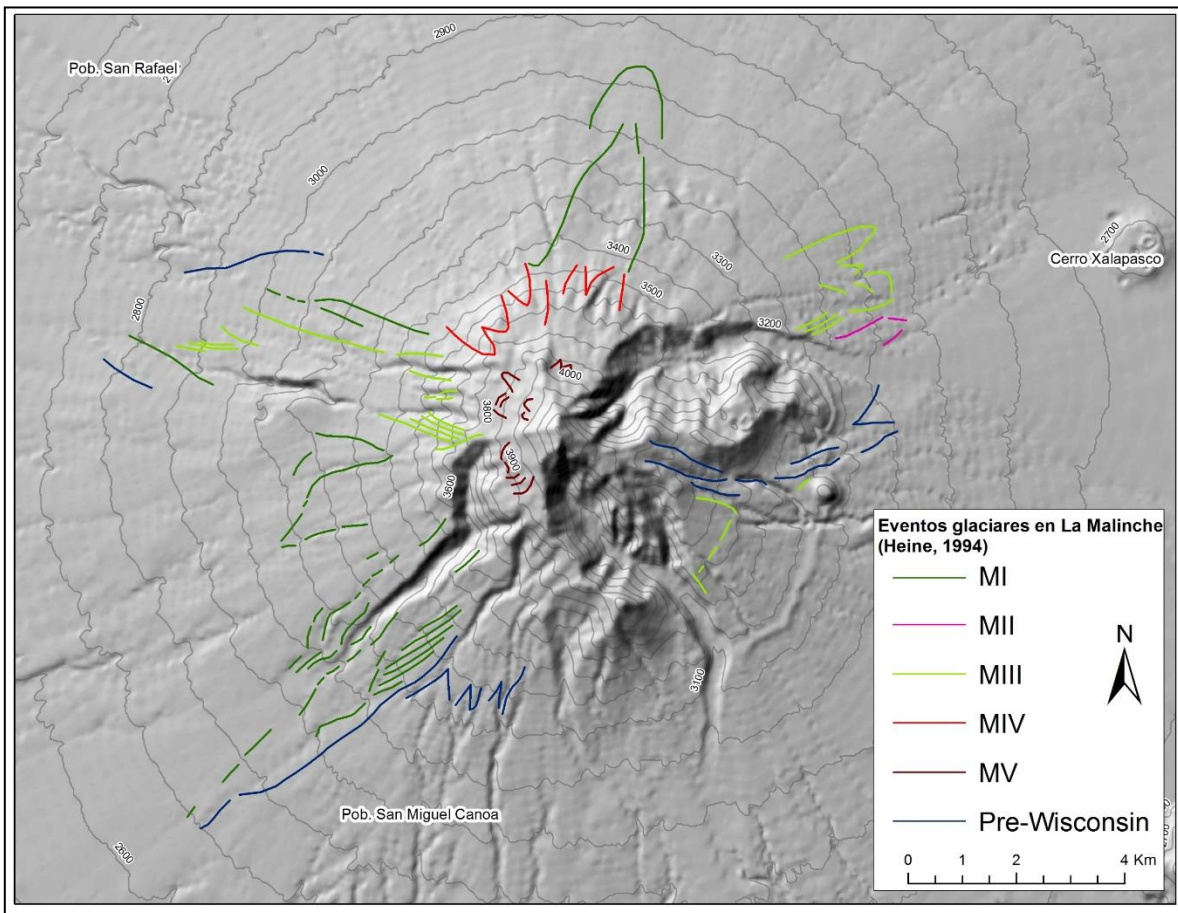


Figura 14. Avances glaciares en el volcán La Malinche (Heine, 1994).

Si bien el número de eventos glaciares en el Iztaccíhuatl y en La Malinche coinciden en número, una de las principales problemáticas es la comparación cronológica de los eventos fríos entre ambas estructuras.

En el Iztaccíhuatl los avances de las masas de hielo comenzaron hace más de 190 Ka y en la Malinche son posteriores a los 36 Ka. Estas diferencias dificultan correlacionar temporalmente las fases glaciares y a su vez interpretar las condiciones frías que imperaron en México.

Sin embargo, es posible deducir una relación en el desarrollo de eventos glaciares en ambas estructuras, con relación a los periodos fríos registrados a escala local y global a

partir de la correlación de edades y altitud media terminal de las morrenas para cada fase glaciaria (Tabla 5). Esto permitiría construir una cronología relativa de eventos glaciares en esta pequeña región del país (centro-este), que sería, uno de los principales aportes de esta investigación.

Los depósitos glaciares más antiguos registrados en ambas estructuras (Nexcolango en el Iztaccíhuatl y Pre-Wisconsin en La Malinche), se relacionan con periodos fríos desarrollados hace más de 19 Ka, incluso antes del UMG (Tabla 5). Sin embargo, no existe la certeza de que estén asociados a un mismo evento frío regional o global, ya que se carece de evidencias claras de estos avances en ambas estructuras.

Posterior a estos eventos se tiene registro de un primer periodo glaciario bien definido en la Malinche (MI; 36-32 Ka), temporalmente según los registros no presenta un equivalente en el Iztaccíhuatl. El avance MI, podría estar asociado con los efectos del UMG en México (26.5-19 Ka), a lo cual, haría falta obtener dataciones absolutas en estos depósitos para poder corroborar dicha teoría.

El registro más claro de los efectos del UMG en México, y que concuerdan con el máximo desarrollo del glaciario mexicano durante el UMGL (21-18 Ka), es el avance Hueyatlaco-1 en el Iztaccíhuatl (21-17.5 Ka). Este a su vez no presenta un proceso equivalente en La Malinche, lo que estaría relacionado con la reactivación de dicho volcán (Tabla 5).

El evento HS-1 (17.5-14.6 Ka), prolongó el máximo desarrollo del glaciario mexicano en sus principales montañas, sobre todo en aquellas cercanas a la costa como La Malinche, en donde se expresó con el desarrollo del avance glaciario MII (>16-12 Ka). Mientras que, en el centro del país, si bien el periodo HS-1 provocó el retroceso de Hueyatlaco-1; en el Iztaccíhuatl, las condiciones frías generaron el posterior desarrollo del avance Hueyatlaco-2 (17-14.5 Ka).

Si bien el evento HS-1 fue el causante del desarrollo de los avances Hueyatlaco-2 y MII en el Iztaccíhuatl y La Malinche, respectivamente, el periodo climático B-A (14.6-12.9 Ka) fue responsable del retroceso glaciario en ambos y en general en todas las montañas mexicanas con presencia de glaciares, lo que marca el comienzo de la deglaciación del Centro de México (15-14 Ka) (Tabla 5).

El proceso de deglaciación en las montañas del Centro de México se vio interrumpido por un importante descenso en la temperatura, vinculado al evento climático YD (12.9-11.7 Ka).

En este periodo, ocurrieron avances glaciares menores dentro de los valles montañosos: Milpulco-1 (Iztaccíhuatl; 12-10 Ka) y MIII-1 y MIII-2 (La Malinche; 12-8 Ka). Estas características evidencian la existencia de condiciones frías más marcadas durante el Pleistoceno Tardío, ya que durante el Holoceno ha predominado un clima más cálido.

Si bien al comienzo del Holoceno Temprano (11.5 Ka), se da una aceleración en la deglaciación de las montañas mexicanas, las condiciones glaciares en el Iztaccíhuatl y La Malinche se mantuvieron hasta después de los 10 Ka, con dos periodos de retroceso glaciar denominados Milpulco-2 (8.3-7.3 Ka) en el Iztaccíhuatl y su equivalente MIII-3 (>5.7 Ka), en La Malinche (Tabla 5). Estos periodos señalan el final de las condiciones glaciares que predominaron de manera constante por más de 20 Ka en el centro de México.

A partir de este momento, eventos asociados a condiciones periglaciares prevalecieron en montañas mexicanas superiores a los 4 200 msnm. Ejemplo de esto, fue el desarrollo de glaciares rocosos en La Malinche entre los 3.5 - 2 Ka y que se denominaron MIV, este periodo no tiene equivalente en el Iztaccíhuatl (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Las últimas evidencias geomorfológicas importantes asociadas a periodos fríos en ambas estructuras volcánicas se presentaron probablemente durante la Pequeña Edad del Hielo, hace menos de 1 Ka. Evento que fue registrado en el Iztaccíhuatl con un pequeño avance glaciar denominado Ayoloco y MV en La Malinche. En la actualidad solo el volcán Iztaccíhuatl conserva pequeños glaciares en su estructura, pero en ambos casos el desarrollo de estas morfologías ha sido fundamental en la evolución geomorfológica de estos territorios.

En el volcán La Malinche, no solo los eventos climáticos regionales y globales fueron responsables en la evolución de sus antiguos glaciares, si no también lo fue su actividad volcánica, al ser sincrónica con el máximo avance de las masas de hielo sobre sus laderas. Esta dinámica volcánico-glaciar ha sido fundamental en la configuración geomorfológica de esta estructura.

3.4 Relación volcánico-glaciar en La Malinche

En los últimos años, se ha desarrollado una línea de investigación que vincula la existencia de glaciares en volcanes durante el UMG y su retirada o desaparición por eventos eruptivos.

Este hecho, podría explicar el acrecentamiento gradual de CO² en la atmósfera durante este periodo y favorecer la deglaciación en este tipo de montañas. Esta teoría se apoya en estudios realizados en los arcos volcánicos de los Andes, Kamchatka y Cascade (Watt, *et al.*, 2013), así como los del sur de California en donde las cubiertas de hielo alcanzaron los 1 000 m de espesor (Glazner, *et al.*, 1999).

Situaciones similares se han presentado en las zonas volcánicas de Islandia (Maclennan, *et al.*, 2002) y en las de Europa continental (Nowell, *et al.*, 2006), donde las evidencias muestran un aumento del vulcanismo durante el UMG (26.5 - 19 Ka).

En el caso del de México el desarrollo del UMGL (21 - 18 Ka), coincidió con la proliferación de eventos volcánicos en el CVM (Macías, 2005). Tal es el caso de La Malinche, donde su periodo de mayor actividad (Castro-Govea, 1999; 2007), coincide con el máximo desarrollo de glaciares (Heine, 1994) (Tabla 5). Las evidencias de esta relación volcánico-glaciar se explican a continuación.

Una de las primeras dificultades, es la falta de evidencias glaciares anteriores al UMG en buen estado de conservación. La mayoría de ellas, se encuentran cubiertas por piroclastos expulsados por erupciones tempranas. Tal es el caso de los depósitos glaciares de edad Pre-Wisconsin (~19 Ka) (Heine, 1994), cuyo alcance y distribución en la zona de estudio no es del todo clara, debido a que se desarrolló al final del periodo volcánico Pre-Malinche (<46 Ka) (Tabla 5).

Si por un lado la actividad volcánica de La Malinche restringió o incluso detuvo la proliferación de glaciares en su estructura, sus periodos de calma volcánica debieron favorecer el acrecentamiento de las masas de hielo en sus partes cumbrales. Tal es el caso del avance MI (36-32 Ka), desarrollado durante la transición de las etapas volcánicas Pre-Malinche y Malinche, esta última asociada al comienzo de la fase eruptiva Periodo 1 (45 - 23 Ka) (Tabla 5).

Cabe destacar que el periodo de máxima extensión del glaciario en las montañas mexicanas durante el UMGL (21 - 18 Ka), y hasta el evento HS-1 (20 - 14 Ka), no quedó registrado en La Malinche. Debido a que este periodo coincidió con un vulcanismo explosivo, que provocó la constante destrucción y construcción del edificio volcánico durante las fases eruptivas del Período 1 (45 - 23 Ka) y Período 2 (21 - 15 Ka).

La actividad volcánica decrece a finales del Periodo 2 (15 Ka) y antes de su reactivación en el Periodo 3 (12 Ka), tiene desarrollo un importante avance glaciario: M II (>16-12 Ka), favorecido por la presencia de condiciones frías óptimas para su desarrollo hacia finales del UMGL y que más tarde, tuvo un importante retroceso durante el comienzo del evento climático B - A (14.5-12.9 Ka) (Tabla 5).

El último gran evento glaciario registrado en La Malinche (M III -1; M III - 2 y M III - 3: 12 > 5.7 Ka), coincide en temporalidad con la última fase eruptiva que ha presentado el volcán (Período 3; 12 Ka). Durante este episodio glaciario, se dieron dos importantes avances glaciares (MIII - 1 y MIII - 2) entre los 12 - 8 Ka, favorecidos por la presencia de condiciones frías óptimas para su desarrollo y asociadas al evento climático YD (12.9-11.7 Ka). En esta situación climática, el volcán inicia un periodo de actividad en donde alternan estilos eruptivos efusivos y explosivos. Los primeros son responsables de la existencia de domos y de flujos de lava de poca longitud y espesor, en la cima. Los segundos están vinculados al colapso del edificio volcánico y a la existencia de depósitos potentes y de amplia distribución de piroclastos (11 Ka).

Una de las principales evidencias geomorfológicas de la interacción volcánico-glaciario en La Malinche, es la distribución de por lo menos siete generaciones de depósitos laháricos localizados por toda la estructura volcánica (Castro-Govea, 1999; 2007: Capítulo 1). Su origen está asociado con eventos glacio-volcánicos y son muy comunes, se han observado en las erupciones recientes del Santa Elena, Estados Unidos (Mullineaux y Crandell, 1962; Schilling, *et al.*, 2004); Nevado de Ruiz, Colombia (Thouret, *et al.*, 2007) y el Popocatepetl, México (Tanarro, *et al.*, 2004; Muñoz-Salinas, *et al.*, 2007).

La constante actividad volcánica de La Malinche durante el Periodo 3 así como la aceleración de la deglaciación del centro de México (10.5 - 10 Ka), provocaron un retroceso y desaparición de las masas de hielo en el volcán, durante el periodo MIII - 3 (> 5.7 Ka). Es probable que durante este lapso se presentara un colapso parcial del edificio, asociado a la retirada del hielo de la estructura volcánica. Este fenómeno pudo desestabilizar la ladera por la descarga y aumento de la humedad por la fusión del hielo; activando fallas, fracturas o grietas, lo que pudo generar el deslizamiento volcánico (Capra, 2006). Al no tener pruebas fehacientes de campo y laboratorio de que esto sucedió, este planteamiento queda como una hipótesis.

Al finalizar la actividad volcánica en La Malinche (3 Ka), sobre todo al comienzo del Holoceno y con la proliferación de condiciones climáticas más cálidas que en Pleistoceno Tardío. En zonas por arriba de los 4 200 msnm, la dinámica glacial pasó a periglacial (Castillo-Rodríguez, *et al.*, 2007), fenómeno que está representado por la formación de glaciares rocosos durante el periodo M IV (3.5 - 2 Ka) y M V, hace menos de 1 Ka.

En la actualidad los procesos responsables del modelado en la cumbre de La Malinche son un fenómeno vinculado con las heladas invernales, la gelifración; los procesos gravitacionales (caída de rocas y flujos de escombros) y la actividad fluvial a través del desarrollo de surcos, cárcavas y barrancos, algunas de estas formas son ocupadas por lahares generados por lluvias extraordinarias.

En conclusión, la correlación de los eventos glaciares y volcánicos del volcán La Malinche son un elemento fundamental para entender la evolución geomorfológica de este territorio y la distribución espacial de sus formas del relieve. Conocer la evolución glacial y volcánica representó el punto de inflexión para determinar la metodología a emplear en la reconstrucción paleoglacial, así como en la interpretación de los resultados obtenidos en este trabajo.

Eventos paleoclimáticos globales	Eventos paleoclimáticos en el centro de México	Eventos Glaciares en el centro de México						Actividad volcánica en La Malinche		
		Volcán Iztaccíhuatl			Volcán La Malinche			Etapa	Fase eruptiva	Eventos volcánicos
		Periodo	Edad (miles de años: Ka)	Altura media del frente glaciar (msnm)	Periodo	Edad (miles de años: Ka)	Altura media del frente glaciar (msnm)			
Holoceno Temprano (11.5 Ka)	Transición de condiciones glaciares a periglaciares en montañas superiores a los 4 200 msnm (10 a <1 Ka)	Ayoloco	< 1	4 510 ± 110	M V	< 1	4 200	<i>Aparente calma volcánica</i>		
					M IV	3.5-2	4 080			
					M III 3	> 5.7	3 400			
	Deglaciación total en las montañas mexicanas (11.5-10 Ka)	Milpuco 2	8.3 - 7.3	4 050 ± 120	MIII 1 y MIII 2	12-8	2 930	<i>Malinche</i>	Periodo 3	Flujos de ceniza, bloques y pómez; caída de ceniza y lahares (12-3 Ka)
Younger Dryas (YD; 12.9 - 11.7 Ka)	Pausa en el retroceso glacial (13-12 Ka)	Milpuco 1	12 - 10	3 810 ± 80					Periodo 2	Flujos de ceniza y pómez; avalanchas de escombros (21-15 Ka)
Bølling-Allerød (B-A; 14.5-12.9 Ka)	Inicio de la deglaciación (15-14 Ka)	Hueyatlaco 2	17 - 14.5	3 500 ± 190	M II	> 15-12	2 650		Periodo 1	Flujos de ceniza y pómez; avalanchas de escombros (46-23 Ka)
Heinrich-1 Stadial (HS-1; 17.5-14.6 Ka)	Último Máximo Glaciar Local (UMGL; 21-19 Ka)				Hueyatlaco 1	21 - 17.5	3 390 ± 160			
Último Máximo Glaciar (UMG; 26.5-19 Ka)					M I	36-32	2 550			
		Nexcolango	190	3 000	Pre-Wisconsin		< 2 500		<i>Pre-Malinche</i>	1

Tabla 5. Los avances glaciares en La Malinche y el Iztaccíhuatl se generaron en respuesta a eventos paleoclimáticos regionales y globales, que imperaron hace más de 20 000 años. Sumado a esto, el vulcanismo reciente en La Malinche contribuyó a la existencia de una dinámica intensa, entre lo glacial y lo volcánico. Lo que dio origen a una configuración geomorfológica particular (Elaboración propia).

Capítulo 4. Características geomorfológicas de los glaciares de La Malinche durante el Último Máximo Glaciar

En este apartado se analiza el origen y evolución de las formas del relieve asociadas al volcán La Malinche, a partir de la cartografía geomorfológica detallada. Con esto, se evidenciaron los procesos (endógenos – exógenos) que han dado origen al relieve y su morfología. Del mismo modo, el mapa permitió entender la distribución y el arreglo espacial entre ellas.

El mapa geomorfológico permitió diferenciar los variados eventos volcánicos que integran la historia eruptiva de La Malinche, así como las morfologías asociadas a cada uno de ellos. De igual forma, permitió reconocer la intensa actividad exógena, la cual no sola mente es la responsable de la expresión del relieve, sino también ha creado nuevas formas.

En el caso de la reconstrucción glaciaria, el mapa geomorfológico fue la base para la identificación, delimitación y análisis de las áreas que estuvieron ocupadas por el hielo glaciario en la cumbre del volcán La Malinche.

4.1 Análisis geomorfológico del volcán La Malinche

En la elaboración del mapa geomorfológico se analizaron 40 fotografías aéreas (1:25 000: 2001), siguiendo las pautas y métodos clásicos de interpretación y representación geomorfológica (Strelkov y Yakushova, 1975; Bashenina, 1977; Lugo, 1988). La cartografía obtenida, muestra el relieve que integra el volcán La Malinche organizado en los siguientes grupos morfogénicos: endógeno, endógeno-modelado y exógeno (Anexo 1, A: Esc. 1: 19 662 y B: Esc. 1: 92 600).

El mapa geomorfológico hace evidente la génesis; los procesos endógenos-exógenos responsables de la morfología; la temporalidad y espacialidad del relieve. Por estas características, este documento se considera un inventario de formas de relieve y procesos modeladores que intervienen en la evolución, expresión y arreglo de la corteza terrestre.

La explicación del mapa geomorfológico se hace siguiendo el orden morfogénico de la leyenda del Anexo 1: A y B.

RELIEVE ENDÓGENO

Este apartado explica el relieve que tiene su origen en el interior de la Tierra (procesos tectónicos y magmáticos: intrusivos y volcánicos), es de reciente formación y por tanto conserva su morfología original (rasgos primarios).

1. *Volcánico acumulativo*

Se trata del relieve que se origina por acumulación o emplazamiento de materiales volcánicos por extrusión de magma, hacia la superficie (actividad efusiva). De esta manera no solo el edificio de La Malinche se configuró, también existen numerosas estructuras con este origen en la periferia del volcán mencionado.

1.1 Edificios volcánicos

Su origen se asocia con un foco emisor y en respuesta de la composición química de los materiales expulsados, la morfología varía de convexa a cono truncado. En este marco, existen las siguientes variantes: volcanes de lava, domos y conos de escoria.

1.1.1 Volcanes de lava

Estructuras formadas a partir de la sobreposición de flujos de lava, condición que predomina sobre los productos no consolidados (piroclastos). Se caracterizan por presentar morfologías de cono ligeramente convexo y de base amplia, cuando son de edad reciente no presentan afectaciones por procesos erosivos (cárcavas-barrancos).

Ejemplos de este tipo de relieve se observa en el extremo SE y en el sector central de la zona de estudio. En el primer caso, se trata de un conjunto de volcanes de lava de edad holocénica, por su cercanía y poca altura, integran una morfología de lomeríos. En este grupo están incluidos los *Cerros* el Tintero y Pinal, ambos con alturas > 420 m y con dos rangos de inclinación en sus laderas; las moderadas entre 16° - 35° y las abruptas de 35° - 55° (Anexo 1: B).

El segundo caso, se localiza al centro de la zona de estudio y está integrado por dos sectores (Anexo 1: A). El primero se localiza en las laderas orientales del edificio principal, se trata de un conjunto de volcanes que se conocen como el Complejo Filotepec (Castillo-Rodríguez, 2006). Los edificios son de laderas convexas y rectas con una inclinación que varía 16° - 35° y están asociados con última fase eruptiva de la Malinche (Periodo 3: 12 - 3

Ka). Si bien se localizan cerca de la cima, no existe sobre ellos evidencia de modelado glaciar.

El segundo grupo se localiza al SW y el *Domo Cuaziotonale* es parte de él, su altura medida desde su base es < 590 m, presenta laderas convexas con inclinaciones que varían entre los 16° - 35°, su edad está estimada entre los límites del Pleistoceno y el Holoceno (Mooser, *et al.*, 1996). Su principal característica morfológica es su asimetría, resultado de un colapso de su ladera NE.

1.1.2 Domos

En la zona de estudio, se presentan con una morfología de cúpula simétrica o asimétrica y la mayoría de ellos ha desarrollado coladas cortas y de espesores amplios. Todos ellos se localizan en la porción centro-oriental del volcán La Malinche (Anexo 1: A). Sus alturas varían de 140 a 360 m y la longitud del eje mayor perimetral es 300 a 700 m. Como rasgo característico, es la presencia de una superficie rugosa asociada a surcos de compresión. Las estructuras primarias mencionadas reflejan su reciente formación, finales del Periodo 3 (> 3 Ka).

1.1.3 Conos de escorias

Se trata de volcanes con morfología de cono truncado, que se desarrollaron a partir de eventos explosivos, responsables de la fragmentación de la lava y su constante acumulación en la periferia del foco de expulsión. Se localizan en el extremo oriental de la zona de estudio (Anexo 1: B). De este grupo destaca el *Cerro Xalapasco*, de laderas rectas ligeramente cóncavas que se inclinan entre los 8° - 16°. En la depresión central de la cima, existen diez pequeños cráteres distribuidos en su interior sin arreglo aparente, característica que pone en evidencia una actividad freatomagmática importante (Abrams y Siebe, 1994).

1.2 Coladas de lava

En este rubro se consideran los flujos de lava asociados a los volcanes formados en el último episodio eruptivo de La Malinche (Período 3). Existen dos grupos de coladas, el primero de ellos, se localiza en el extremo SE de la zona de estudio (Anexo 1: B) y se vinculan con la actividad de los *Cerros Tintero* y *Pinal* de composición intermedia - ácida (Mooser, *et al.*, 1996).

El segundo grupo se localiza en el sector centro-oriental del edificio principal (Anexo 1: A), su origen está asociado a erupciones múltiples de domos y volcanes de composición intermedia – ácida. La presencia de capas piroclásticas entre flujos, hace suponer que, durante su emplazamiento en La Malinche tuvo lugar una actividad mixta (efusiva-explosiva).

1.3 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo

Este grupo está integrado por formas originadas a partir del emplazamiento o apilamiento de coladas de lava.

1.3.1 Frentes de lava (escarpes)

Son paredes de lava que se presentan en el sector terminal o en los flancos del flujo, su inclinación es de 20°- 27° si se trata de una sola colada y cuando se sobreponen, llegan a ser francas. Los ejemplos representativos pertenecen a los Cerros Tintero y Pinal, localizados al SE de la zona de estudio (Anexo 1: A). Los rasgos morfológicos descritos, sólo son visibles en las corrientes asociadas a los volcanes mencionados.

1.4 Terrazas laháricas

Se trata de secuencias laháricas depositadas en el fondo y en las márgenes de planicies de inundación antiguas y con sectores abandonados por la libre migración del cauce. En este contexto, los depósitos definen terrazas asociadas a lahares hiperconectados que dejaron su huella al recorrer estos valles en distintos momentos.

Los depósitos más representativos se localizan a lo largo de las barrancas Axaltzintle y Axal, localizadas en la ladera NE y SE de La Malinche. En el primer caso las evidencias de los lahares están presentes desde la cabecera (lugar en que se generan: > 3 400 msnm, dato promedio), hasta los 3 200 msnm. En la segunda barranca el recorrido es más extenso, alcanzan la cota de 2 700 msnm (Anexo 1: B). En ambos casos, el agente desencadenante fue la fusión de antiguos glaciares por actividad volcánica en La Malinche (apartado 3.4). Por otro lado, los que se formaron en cotas más bajas (< 4 300 msnm), sin duda están asociados a eventos post-eruptivos de tipo hidrometeorológicos (Franco-Ramos, *et al.*, 2016).

2. Volcánico explosivo

Este apartado concentra el relieve que resulta de eventos explosivos; en este marco, estos pueden ser de tipo destructivo por la magnitud del evento, pero a su vez, este estilo eruptivo trae consigo la formación de morfologías por acumulación de detritos (formas constructivas), ambos tipos se explican a continuación.

2.1 Destructivo

En este inciso se incluye el relieve negativo desarrollado durante el colapso parcial de la ladera oriental de La Malinche.

2.1.1 Cicatriz de colapso

Se reconoce como un escarpe rocoso en herradura con una amplitud de arco de 13 km, la inclinación de las paredes es franca, alcanza los 400 m de altura y es la evidencia morfológica del colapso parcial de la ladera oriental (Anexo 1; A y B). La orientación general del deslizamiento volcánico es SE - NE.

2.1.2 Ladera de colapso volcánico

Se trata de vertientes muy inclinadas ($> 60^\circ$), en algunos sectores las paredes alcanzan los 90° (laderas francas). En conjunto integran la depresión de colapso, esta estructura a su vez representa la cuenca de captación de dos profundos valles montañosos. El primero de ellos recibe el nombre del cauce que lo cupa, *barranca Axal*. Su profundidad varía entre 880 y 1 400 m, las laderas son rectas - ligeramente cóncavas y se inclinan en un rango de $35^\circ - 55^\circ$ (Anexo 1: B). De acuerdo con Mooser, *et al.*, (1996) el origen del *barranco* mencionado se asocia al colapso *Tlaxcala*, ocurrido en el Plioceno a partir de la destrucción total o parcial de un domo por alteración hidrotermal (Castro-Govea, 1999).

El segundo valle recibe el nombre local de *barranca Axaltzintle*, su profundidad es de 830 - 1 060 m, sus laderas presentan alternancia de geometrías cóncavas – convexas que se inclinan entre $35^\circ - 55^\circ$. El origen de la *barranca* se asocia a un colapso volcánico más reciente, ocurrido entre el Pleistoceno y Holoceno (Mooser, *et al.*, 1996). La presencia de amplios depósitos de pómez, lo vinculan con el evento ocurrido durante el Periodo 2 hace 20.9 Ka (Castro-Govea y Siebe, 2007) (ver historia eruptiva: Capítulo 1. Anexo 1: B).

En ambos valles espesores importantes de piroclásticos cubren las laderas, esto hace que las evidencias glaciares, de existir, estén cubiertas o no sean claras al interior de los valles.

En los interfluvios, borde superior, no existen rastros de avance - excavación glaciar (hombreras glaciares), tampoco hay evidencia de morrenas en el fondo o en los flacos.

Sin embargo y a partir de observaciones en campo realizadas por Heine (1973), se sugiere la presencia de morfologías glaciares y periglaciares dentro de la depresión dejada por el colapso volcánico, en particular de pequeños valles colgados y taludes de derrubios; de acuerdo con él, se trata de evidencias que sugieren avances glaciares anteriores a los 20 Ka, incluso menciona que pueden ser de hasta 40 000 años y que incluso los valles glaciares llegaron a los 2 700 msnm (Heine,1994). Con lo cual, los detritos glaciares fueron removidos y sepultados por la actividad reciente de La Malinche.

2.2 Constructivo

Se considera al relieve formado por acumulación de detritos volcánicos, provenientes de la actividad explosiva en La Malinche.

2.2.1 Atrio

Tiene desarrollo en la cima de algunos volcanes, su origen se asocia a la actividad explosiva, está integrado por laderas de fuerte inclinación que convergen en un punto central a manera de cono invertido. El atrio es la forma de relieve que define propiamente el cráter, los más destacados en la zona de estudio son los del *Cerro Xalapasco* y los del Complejo Filotepec (NE y centro-este: Anexo1 B y A respectivamente).

2.2.2 Fondo de cráter

Es el sector más deprimido del cráter, es un terreno subhorizontal - ligeramente inclinado, su diámetro representa el límite inferior del atrio y en planta es semicircular. Los ejemplos más representativos están en el *Cerro Xalapasco* y en el Complejo Filotepec (Anexo 1: B).

2.2.3 Depósitos de avalancha de escombros con morfología:

2.2.3.1 Hummocks

Su morfología es de montículos pequeños constituidos por bloques heterométricos, mal clasificados y soportados en una matriz de detritos (arenas gruesas). En la zona de estudio están cubiertos por potentes capas de piroclastos, se localizan en la vertiente oriental y su

origen está asociada al deslizamiento volcánico ocurrido en el mismo sector (hace 20.9 Ka; Castro-Govea, 2007).

Los Hummocks identificados son pocos, si se toman en cuenta las dimensiones morfológicas del deslizamiento volcánico, la posible explicación de este hecho está en la existencia de potentes mantos volcánicos que los cubren e incluso los pueden sepultar. Las capas detríticas han dificultado su identificación en las fotografías aéreas, por lo que es necesario invertir tiempo en trabajo de campo, coleccionar muestras con el fin de realizar análisis texturales y litológicos, de esta manera se tendrán más elementos para una futura caracterización.

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Este rubro analiza el relieve de origen endógeno que ha perdido su morfología inicial o primaria, a consecuencia de la acción de los procesos exógenos por largos periodos de exposición.

3.1 Laderas superiores o cumbrales

Este tipo de terrenos se localizan por arriba de la cota de los 3 600 msnm, son de inclinación variable (16° - 35°), ocupan una superficie de 4 km² y la mayor parte de ellas se disponen en el sector occidental del edificio principal. La morfología es una sucesión de geometrías rectas y convexas con desniveles entre ellas de más de 400 m. Su origen se asocia con el emplazamiento de lavas dacíticas provenientes de un antiguo domo en la cima (Castro-Govea, 1999) y a potentes cubiertas piroclásticas expulsadas en la reciente actividad de La Malinche: >3 Ka (Castro-Govea, 2007).

Las laderas de este tipo exhiben evidencias glaciares (circos glaciares y morrenas) y periglaciares (glaciares rocosos inactivos y taludes de derrubios asociados a la gelifracción), en conjunto marcan el inicio de la evolución de este territorio (Heine, 1994). En los últimos miles de años el relieve asociado a la dinámica de los hielos, han sido modificadas por la actividad fluvio-gravitacional (desprendimientos, caídas, surcos, cárcavas y barrancos) (Anexo 1: A).

3.2 Laderas complejas constituidas de lavas, lahares y detritos volcánicos variados

Se trata de superficies rectas-cóncavas localizadas a más de 3 000 msnm, su inclinación es $>25^\circ$ y se disponen en las cercanías de las cabeceras de las barrancas Axal y Axaltzintle (Anexo 1: A). Están constituidas por detritos piroclásticos moderadamente compactos (flujos piroclásticos) y lavas, sobre este sustrato se han excavado valles glaciares, mismos que más tarde, han sido modelados por la acción fluvial. Existen evidencias a su interior, del paso de lahares calientes y fríos cuyos depósitos se intercalan con acarreos fluviales, todos estos eventos estuvieron presentes en los últimos 40 000 años (Heine, 1994).

La dinámica erosiva actual, es de tipo periglacial y se hace evidente por la existencia de taludes asociados a la gelifracción localizados por arriba de la cota de los 4 000 msnm. Los circos fluvio-gravitacionales cercanos a la cima, representan las cabeceras de los principales sistemas fluviales actuales.

3.3 Ladera modelada por la acción fluvial

Esta unidad está representada por el extenso piedemonte volcánico característico de La Malinche, el cual se ha dividido en tres unidades (apartado 2.3), de acuerdo con sus principales características geológicas y geomorfológicas. El origen de estas laderas es complejo y es resultado de una continua acumulación de detritos piroclásticos y lavas que han sido expulsadas durante toda la historia eruptiva de La Malinche, por lo cual, los materiales que lo integran tienen distinta temporalidad (apartado 2.3).

En la ladera occidental, el piedemonte volcánico es continuo y homogéneo en inclinación (Anexo 1: B). En las vertientes orientales, se presentan ondulaciones lo que hace suponer que existen relieves antecedentes sepultados, de igual manera, es notoria la falta de continuidad de la estructura por la existencia de otros relieves que más adelante se explicarán. Un aspecto común para todas las laderas es el desarrollo de un patrón de drenaje radial centrífugo, en donde los valles tienen una profundidad > 20 m.

3.4 Domos

Se trata de edificios volcánicos cubiertos por gruesas capas piroclásticas, en este contexto, la caracterización morfológica tuvo como punto de partida del desarrollo de sistemas fluvial integrados y densos, responsables de la expresión erosiva de estas estructuras. En esta unidad se distinguen dos grupos; el primero, integrado por conos de escoria < 200 m de altura y con laderas que se inclinan en el rango de $8^\circ - 16^\circ$. Es posible que estos datos sean

mayores y que estén *suavizados* por los detritos volcánicos que los cubren, son característicos de los extremos norte y sur del edificio principal (Anexo 1: B).

El segundo grupo está integrado por domos destruidos de manera parcial en el último episodio eruptivo de la Malinche (Periodo 3) y por la intensa y variada actividad exógena (glaciar, periglaciar, fluvio-gravitacional).

3.5 Crestas sedimentarias

Se trata de una pequeña superficie localizada en el extremo SE de la zona de estudio, presentan una morfología de crestas asimétricas dispersas y de pendientes suaves. Se trata de afloramientos de caliza que, en el proceso de levantamiento tectónico regional no lograron alcanzar una altura considerable (20 m). Las crestas, se disponen en la periferia de un sistema montañoso mayor, constituido por rocas carbonatadas marinas que han sido plegadas, dislocadas y rotas, en el proceso de inmersión y posterior integración a la superficie. Las calizas del Cretácico son el basamento sobre el cual La Malinche y el vulcanismo de la región tuvo desarrollo (Anexo 1: B).

RELIEVE EXÓGENO

Entre los factores que condicionan la actividad exógena, está la composición litológica, la edad de la roca, la disposición del sustrato (estructura), la inclinación de la superficie que integra, la altitud y las condiciones climáticas pasadas y presentes. En este contexto, se explica el relieve erosivo y acumulativo que resulta de esta génesis.

4. *Erosivo fluvial*

Está representado por depresiones estrechas y alargadas producto de la acción erosiva de los ríos sobre el sustrato volcánico de La Malinche.

4.1 Valles

Se trata de formas rectilíneas consideradas negativas por desarrollarse a profundidad, resultan de la acción abrasiva de los causes sobre la superficie de desplazamiento. De acuerdo con el tiempo de exposición del terreno al proceso y a su intensidad se formarán regueros, badenes, surcos, canales, cárcavas, barrancos y valles.

4.1.1 < 20 m

Se consideran formas menores del relieve erosivo fluvial, se conocen como cárcavas-barrancos. El intenso poder erosivo que los caracteriza, está en función del tipo de sustrato y de la inclinación del terreno, entre los factores de mayor importancia que condicionan su desarrollo. Tienen amplia distribución en las laderas superiores y medias del edificio principal, en planta presentan arreglo subparalelo con numerosos afluentes (surcos y canales). Este tipo de cauce es considerado como un estadio temprano en la evolución de los valles.

Las cárcavas son más densas y profundas en las vertientes orientales de La Malinche, hecho que responde a la existencia de lluvias orográficas (otoño e invierno), generadas por los vientos húmedos provenientes del Golfo de México. En este marco, se entiende el importante acarreo de detritos desde las laderas superiores y medias que llega a los terrenos bajos de ese sector, para favorecer la creación de nuevos relieves, los acumulativos (Anexo 1: B).

4.1.2 >20 m

Este rubro incluye los valles, considerados como formas mayores de tipo erosivo-fluviales. Estas estructuras se distinguen por tener profundidades y amplitudes de decenas de metros y laderas inclinadas (16° - 35°). Por lo general, están drenados por una corriente de agua cuyo volumen varía en función de la estación del año.

Los valles son más densos e integrados en las laderas occidentales, mientras que al oriente su aspecto es más limitado. Hecho que puede indicar que los sustratos occidentales son más competentes a la erosión; la erosión fluvial ha estado presente por más tiempo lo que ha favorecido el desarrollo de un sistema erosivo-fluvial mejor integrado; o bien, el relieve es más reciente hacia el oriente.

Existen otros grandes valles cercanos a la cumbre (centro-occidente), que presentan una génesis distinta a las anteriores y se vinculan con el avance y deshielo de antiguos glaciares que alguna vez ocuparon las cumbres del volcán, por lo cual su clasificación y explicación se hace más adelante en otro apartado.

4.2 Circos de erosión fluvial

Se trata de depresiones en forma de anfiteatro, se localizan en el sector centro-oriental del edificio principal e involucra un sector del complejo Filotepec. Este tipo de estructuras erosivas son muy dinámicas, a su interior, existen numerosos saltos de cabecera que favorecen la erosión remontante, los vuelcos y desprendimientos, estos últimos, provenientes de las laderas inclinadas del circo erosivo. En la zona de estudio este tipo de relieve funciona como cuencas de captación pluvial de cárcavas y barrancos, estos integran su carga e importantes volúmenes de agua a los valles principales (Anexo 1: A).

5. *Acumulativo fluvial*

La deposición de detritos es el origen de este tipo de formas, ocurre cuando la inclinación del perfil longitudinal del talweg disminuye, en ese momento, la carga fluvial es depositada e integra relieves de variada morfología.

5.1 Depósitos de fondo de valle

Se trata de detritos acarreados y depositados en torno a un cauce principal, por lo general este proceso ocurre en la medida en la que él río se aproxima a la planicie aluvial-lacustre que rodea a La Malinche. Los terrenos planos al funcionar como un nivel de base local ocasionan la pérdida de la capacidad erosiva de las corrientes que bajan de las laderas del volcán, la carga es depositada en el fondo de numerosos valles amplios donde la abundancia de detritos define morfologías subhorizontales, onduladas y en gradería.

Los ejemplos más representativos se localizan en los límites del piedemonte volcánico y la planicie-aluvial lacustre (Anexo 1: B).

5.2 Abanicos aluviales

Se trata de estructuras ligeramente convexas, con morfología de medio cono recostado que son características de las laderas NE y SE de volcán principal. En estas direcciones es posible observar por lo menos seis generaciones de abanicos con amplitud de arco entre 1 - 9 km de longitud e inclinación $< 3^\circ$ (Anexo1: B).

El origen de los abanicos aluviales es complejo, en primera instancia hay que considerar que las cuencas de captación que los alimentan fueron al inicio circos glaciares, que se

continuaron a territorios de menor altitud a través de valles glaciares profundos, en donde los procesos periglaciares tuvieron predominio.

En la medida que los valles alcanzaron las laderas inferiores de volcán, los procesos de modelado cambiaron a fluviales. Hay que mencionar que, a la secuencia anterior hay que sumar detritos volcánicos provenientes de la actividad de La Malinche, que se intercalaron con lo de acarreo en los últimos 5 mil años (Castillo-Rodríguez, 2006).

5.3 Rampa proluvial

Se trata de una superficie ligeramente inclinada, forma parte del sector más distal del piedemonte volcánico y llega a fundirse con la planicie aluvial lacustre. Los ejemplos más representativos se localizan en los extremos NE, SE y NW de la zona de estudio (Anexo 1: B).

La rampa de proluviaciones se formó a partir de acarreos de arenas (gruesas a finas) y limos, provenientes de la reactivación erosiva fluvial en las laderas inferiores del piedemonte volcánico, a través de la arrollada. La edad establecida para esta forma de relieve es el Holoceno (Castillo-Rodríguez, 2006).

5.4 Rampas complejas constituidas por aluviones y coluviones

Se trata de rampas detríticas que han tenido desarrollo en las laderas de fuerte inclinación de las barrancas Axal (SE) y Axaltzintle (NE). El origen de los detritos ha sido glacial-periglacial en un pasado no muy lejano y fluvio-gravitacional en la actualidad. En la margen inferior de la rampa, se intercalan depósitos aluviales y de lahar (Anexo 1: A).

6. *Erosivo gravitacional*

Los factores que favorecen el relieve de este tipo, es la existencia de sustratos intemperizados, poco consolidados, con una densa red de fracturas e inclinación $> 15^\circ$ en las laderas.

6.1 Circos de deslizamiento

Se trata de pequeñas depresiones a manera de anfiteatro, asociadas a los desplazamientos de tierras, se disponen entre el escarpe principal y el material desplazado. Los circos de deslizamiento son de morfología cóncava en perfil y en media luna o arco, en planta. Se

identificaron dos en las laderas NE del complejo volcánico Filotepec, donde la inclinación del terreno es $> 30^\circ$ y por tanto más propensa a una dinámica gravitacional activa (Anexo 1: A).

7. *Acumulativo gravitacional*

Se trata de los materiales depositados una vez que fueron desplazados ladera abajo por efecto de la gravedad, en particular los del complejo Filotepec.

7.1 Depósito de deslizamiento

Presentan una morfología lobulada ligeramente alargada, el sector proximal presenta una morfología convexa y en el distal cambia a recta. La expresión distendida de los depósitos sugiere la existencia de abundante agua interactuando con los detritos al momento del desplazamiento, hipótesis que se apoya en la existencia de un borde o resalte a contrapendiente en varios sectores de ambas márgenes terminales, una especie de onda de choque generada por la velocidad y la fluidez del depósito (pie de deslizamiento), el área en ambos casos es $< 600 \text{ m}^2$.

8. *Erosivo glaciar*

La abrasión de las masas de hielo sobre las rocas es la responsable de que exista este tipo de relieve. En el caso de La Malinche, se formaron hace más de 20 000 años durante el UMG. Este hecho, hace que se consideren herencias geomorfológicas (paleoformas), ya que corresponden a condiciones climáticas pasadas.

8.1 Circo glaciar

Presentan una morfología de anfiteatro y se trata de los *contenedores* de las masas de hielo o antiguas cuencas de neviza. Son características de los terrenos cimeros, en el caso de La Malinche se localizan por arriba de la cota 3 700 msnm (Anexo 1: A).

Los circos identificados en la Malinche son continuos, conservan sus morfologías primarias, presentan paredes verticales $> 150 \text{ m}$, su amplitud varía entre 600 m - 4 km y son parte de la ladera occidental de La Malinche. Estas vertientes en la actualidad son las más secas, hecho que ha mitigado la acción fluvial y favorecido su conservación (Anexo 1: A).

8.2 Valles y laderas modelados por la acción glacial

Se trata de terrenos (superficies, depresiones, laderas, etc.) que presentan evidencia morfológica que revela que estuvieron bajo influencia glacial durante el UMG (hace más de 20 000 años). En particular se trata de valles de perfil transversal en U, de laderas inclinadas, fondo nivelado y amplio.

Los valles glaciares han excavado laderas rectas y ligeramente cóncavas, en ambos casos la inclinación es $> 20^\circ$ y la altura es variable, 100 – 300 m. Al estar conectadas con los circos glaciares y ser continuas sobre la ladera del volcán, no deja duda del trayecto que siguieron las masas de hielo en su avance a posiciones altitudinales menores.

Se identificaron 17 valles glaciares sobre la ladera occidental de La Malinche (Anexo 1: A), su descripción y análisis se realiza en el apartado (4.1.1). Hay que agregar que su reconocimiento y delimitación de dichas formas, es el punto de partida para la paleoreconstrucción glacial.

Símbolos complementarios

Posición altitudinal relativa

Estos símbolos (flechas), indican la posición de altura entre formas de relieve e incluso permiten deducir la temporalidad relativa entre unidades.

A partir de la cartografía geomorfológica (Anexo 1: B) fue posible reconocer dos morfologías distintas en La Malinche. La primera, homogénea en morfología e inclinación del terreno, en las vertientes SW, W y NW. Estas características indican que, en la integración de las laderas mencionadas, predominó la deposición de detritos provenientes de las caídas volcánicas. En la actualidad, estas superficies están modeladas por la acción fluvial responsable de cárcavas, barrancos y valles con profundidades mayores a 10 m y un diseño en planta, radial centrífugo. La morfología de la cima es convexa y ligeramente ondulada como respuesta a la presencia de capas de detritos de origen volcánico y glacial (Anexo 1: A).

Las laderas NE, E y SW del volcán, presentan laderas heterogéneas en longitud, orientación, geometría, longitud y origen. Características asociadas a la actividad explosiva del deslizamiento volcánico (Anexo 1: A). Esta es la razón por la que en las vertientes mencionadas no existen evidencias glaciares claras.

Con base en lo anterior resta decir que la formación de los glaciares en La Malinche coincide con un periodo de actividad volcánica intensa, a este hecho se le atribuye la pérdida de evidencias glaciares en estas laderas mencionadas.

4.1.1 Relieve asociado al Último Máximo Glaciar en La Malinche

A partir de la cartografía de evidencias glaciares en La Malinche, y para la aplicación del método de paleoreconstrucción en las áreas identificadas, estas se proyectaron hacia la máxima extensión que debieron tener desde sus frentes hasta la cumbre. De esta manera, los valles glaciares de la ladera occidental fueron divididos en 17 *paleocuecas* glaciares, todas ellas suman un total de 18 km² (Fig. 15).

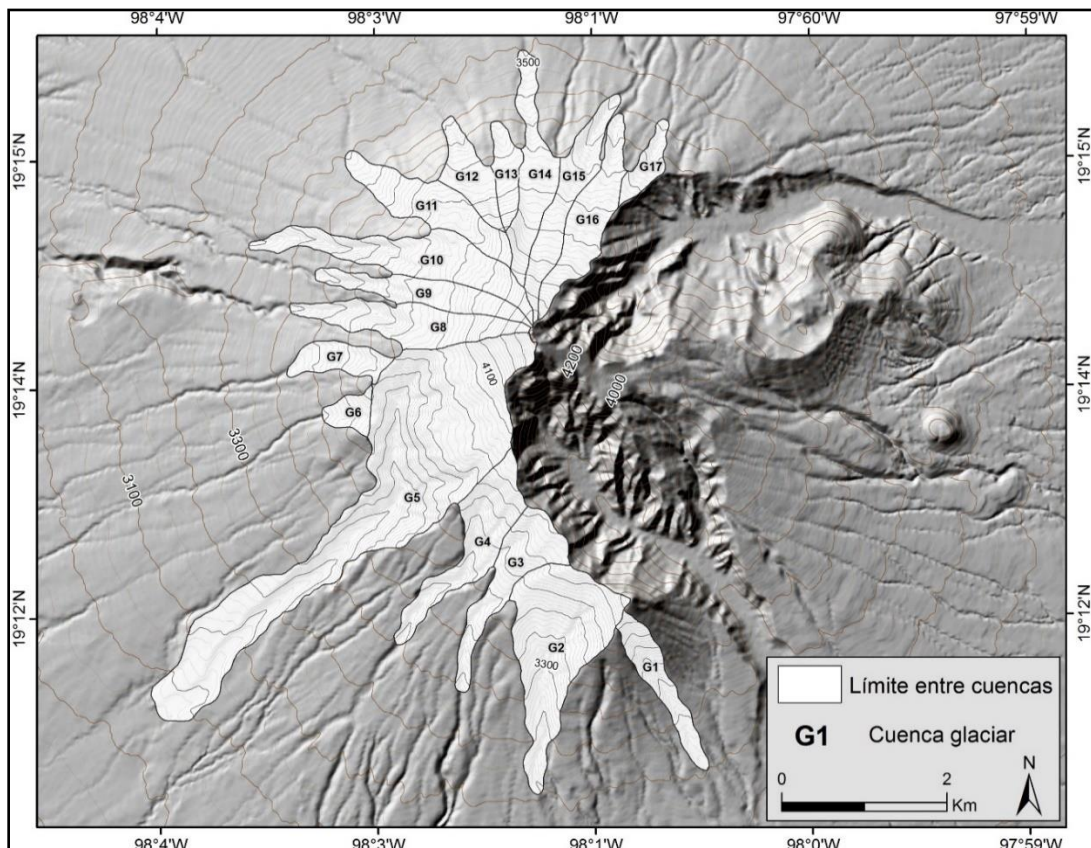


Figura 15. Máxima extensión que pudieron ocupar los glaciares en el volcán La Malinche durante el UMGL. Se identificaron 17 cuencas paleoglaciares, divididas por su orientación en cuatro grupos: SE (glaciar: 1); SW (glaciares: 2, 3, 4, 5 y 6); NW (glaciares: 7, 8, 9, 10, 11, 12 y 13) y NE (glaciares: 14, 15, 16 y 17), (elaboración propia).

Las evidencias glaciares en La Malinche han definido superficies cóncavas-rectas (circos glaciares) que tienen una continuidad a través de los valles glaciares, donde la morfología tiende a ser en *U*. Las morrenas (formas acumulativas) ocupan el fondo de estas depresiones, y en algunos sectores las vertientes presentan estrías y pulimentos, asociados al paso de las masas de hielo (Fig. 16: A y B).



Figura 16. A. Ladera NW de La Malinche, se observa evidencia morfológica vinculada con la acción glaciár: circos glaciares (línea roja). B. Bloque errático de 2 m de eje mayor, asociado a una de las morrenas de la misma vertiente (Julio, 2018).

Existen diferencias morfológicas significativas entre los *paleoglaciares* identificados en La Malinche. La primera, los de las laderas SE y SW (Glaciares 1 a 5) presentan valles con laderas abruptas con profundidades que varían entre los 100 a 300 m (Glaciár 5), la altitud promedio de los frentes se ubica entre la cota de los 3 500 msnm y los 2 950 msnm, la altitud máxima corresponde al glaciár 5 (Fig. 17: A).

Si se correlacionan los datos de Heine (1994), con la altitud de los frentes de los glaciares mencionados podrían estar asociados con el periodo M III, de manera particular a los eventos MIII-1 y 2 (altura media terminal 2 900 msnm), que a su vez se relacionan con el periodo frío YD, que desencadenó el último gran avance glaciár registrado en el centro de México.

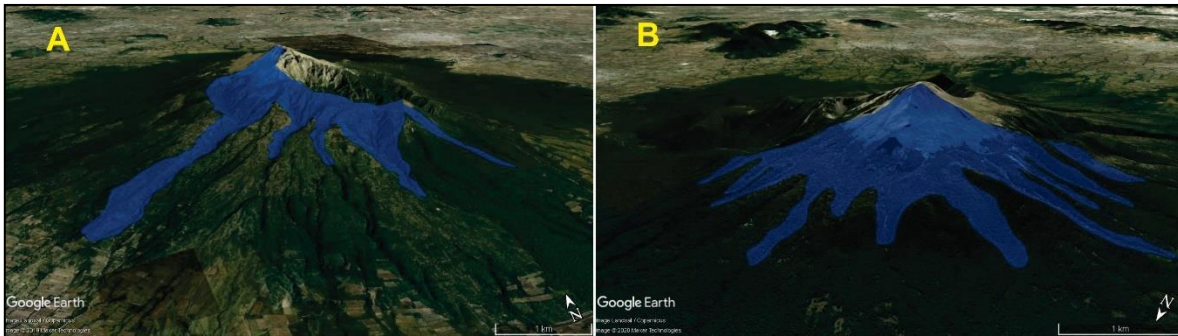


Figura 17. A. *Paleoglaciares* en las laderas SE y SW, de derecha a izquierda: 1 – 5. B. *Paleoglaciares* en las laderas NE y NW, de derecha a izquierda: 6 – 17. El emplazamiento de los hielos en el segundo grupo tuvo desarrollo en valles menos profundos respecto al primero (Google Earth, 2021).

Los *paleoglaciares* localizados en las laderas NW y NE (Glaciares 6 a 17; Fig. 17: B), presentan morfologías suavizadas, como respuesta a la presencia de amplios mantos piroclásticos que cubren y disimulan las evidencias glaciares. Este hecho se ve reflejado, en una profundidad menor en los valles (< 30 m), en comparación con los del SE y SW.

La altitud media de los frentes está entre los 3 500 y 3 600 msnm, que al igual que en el caso anterior, estarían asociados con el avance glacial MIII, de manera específica, con el evento de retroceso glacial MIII-3 (altura media terminal 3 900 msnm), que marca el comienzo de la deglaciación de las principales estructuras volcánicas del centro de México.

A partir de esto se interpreta que los paleoglaciares evidentes en la zona de estudio, se desarrollaron durante los últimos eventos fríos (final del HS-1 y hasta el YD), que propiciaron condiciones climáticas óptimas para el desarrollo de los ambientes glaciares en el centro de México (UMGL) y por tanto en el volcán La Malinche entre los eventos M I; M II y M III. Cabe destacar que esto también fue posible siempre y cuando la actividad volcánica lo permitió, a partir de pequeñas calmas durante la transición entre cada periodo eruptivo.

De esta manera, se tienen cuencas glaciares al SE y SW del volcán formadas durante condiciones frías óptimas, lo que favoreció la formación de glaciares amplios y extensos de 2.5 a 6 km de largo. Mientras que, al NW y NE tuvieron su máxima extensión antes de comenzar la deglaciación total del centro de México (MIII-3), marcando el final del Pleistoceno Tardío y el inicio del Holoceno. Esto repercutió en la formación de glaciares estrechos y cortos: 1 a 3 km de longitud.

4.1.1.1 Colapso volcánico y su relación con la dinámica glaciar

Uno de los principales atributos que destacan del volcán La Malinche, a partir de su cartografía geomorfológica, es la falta de evidencias glaciares en su ladera occidental en contraste con la existencia de amplios circos y valles en *U* en la vertiente opuesta (Anexo 1: A). En cambio, los flancos del poniente son ocupados por una depresión que pudiera estar vinculada con un deslizamiento volcánico, provocado por un estilo explosivo de gran magnitud durante el UMG (hipótesis articulada por Palacios-Estremera, D. comunicación personal: septiembre de 2017).

Cabe destacar que la formación de glaciares en La Malinche coincide con un periodo de actividad volcánica intensa que ocurrió hace 46-3 Ka (Castro-Govea, 2006), evento responsable de borrar todas las evidencias glaciares de las vertientes NE, E y SE. Situación que se observa con claridad en el mapa geomorfológico (Anexo 1: A), donde aparece una depresión en arco, de bordes francos que define la cima aguda de La Malinche (Fig. 18).



Figura 18. Vista de la posible cicatriz de colapso volcánico, vertiente SE (julio, 2018).

Otra evidencia geomorfológica que apoya la idea de que la máxima actividad glaciar en La Malinche coincidió con su periodo volcánico más activo, es la presencia de potentes secuencias laháricas emplazadas en valles profundos que tiene sus cabeceras a más de 3 200 msnm. Por la edad de los depósitos (8.6 a 8.2 Ka; Castro-Govea, 2007), se interpreta que su origen debió estar asociado a la fusión del hielo en zonas cumbresales por la actividad volcánica, al coincidir con el evento glaciar MIII-1 y MIII-2 (10-9 Ka) y la Fase Eruptiva del Periodo 3 (12-3 Ka). Con relación al colapso volcánico, existe un lahar identificado a una

altitud media, que, si bien no tiene una edad asignada, se emplaza entre los depósitos de la Pómez Malinche I (21.47 Ka) y los de una avalancha de escombros datada en 20.9 Ka (Castro-Govea, 2007).

Este depósito lahárico podría estar asociado a un evento volcánico-glaciar importante, provocado por el deslizamiento volcánico y la destrucción de glaciares de la cima del volcán, hace 20.9 Ka (Castro-Govea, 2007). Otro aspecto geomorfológico que apoya la existencia de un colapso en La Malinche es la presencia de montículos dispersos en las vertientes afectadas (NE-SE), a manera de hummocks, cuya expresión esta atenuada o se encuentran sepultada, en su mayoría, por cubiertas piroclásticas de edad más reciente. Por tanto, es necesario un trabajo de campo exhaustivo en la zona que ocupa la avalancha de escombros con el fin de corroborar esta idea.

A partir de las evidencias geomorfológicas mencionadas, la recopilación de información especializada y la comparación con eventos actuales (interacción vulcanismo-glaciares) en volcanes de todo el mundo, se exponen una serie de hipótesis para tratar de explicar la dinámica que existió en La Malinche durante la evolución de sus glaciares y el desarrollo de su historia eruptiva. Estas ideas son expuestas a continuación.

El origen del colapso volcánico podría tener dos vertientes. La primera vinculada a la fusión de las masas de hielo durante alguno de los recientes periodos eruptivos registrado en La Malinche (46-3 Ka), donde fue recurrente la formación de domos en el edificio principal. La formación de estas estructuras debió provocar alteraciones en las masas de hielo, como la formación de grietas y avalanchas de nieve en los glaciares suprayacentes (Barr, *et al.*, 2018).

Casos documentados en años recientes donde se han presentado este tipo de eventos son el Monte Santa Helena, antes de su gran erupción en 1980 (Brugman y Post, 1981); o en el Nevado de Huila, durante el periodo de 2007-2012 (Delgado, *et al.*, 2015). Al ocurrir una erupción subglaciar los efectos térmicos y mecánicos en las masas de hielo pueden ser varios, como la formación de cráteres en el hielo y fracturas, así como, la pérdida parcial o total de dichas estructuras (Barr, *et al.*, 2018).

La formación de un cráter en el hielo es un evento muy real que pudo ocurrir en La Malinche, provocando que las masas glaciares de la cima se retiraran por una actividad efusiva o explosiva. Generando un pozo de fusión rodeado por fisuras y grietas de hielo por donde el agua de fusión subglaciar puede emerger a superficie, desencadenando potencialmente

lahares e inundaciones (Edwards y Russell, 2015). Dinámica registrada durante las erupciones del Nevado de Ruíz en 1985 (Thouret, *et al.*, 2007), o en 2010 en la caldera de Eyjafjallajökull (Magnússon, *et al.*, 2012).

La destrucción parcial o total de glaciares durante una erupción subglacial es común en volcanes activos con masas de hielo, asociado a explosiones en la cima o al colapso de la cumbre (Edwards y Russell, 2015). El resultado de estos eventos es la decapitación de glaciares que conlleva a la pérdida de la zona de acumulación (que a la larga provoca la retirada o desaparición del hielo); o en su caso, la pérdida total de estas morfologías glaciares (Barr, *et al.*, 2018).

Uno de los casos mejor documentados donde se han suscitado ambos procesos, fue durante la erupción del Monte Santa Helena el 18 de mayo de 1980 (Fig. 19) (Schilling, *et al.*, 2004), cuya morfología podemos asociarla con la que presenta La Malinche. En este caso se interpreta, que ambos volcanes han tenido una evolución geomorfológica parecida.

Otro ejemplo similar ocurrió en el Pleistoceno Tardío en el Nevado de Toluca, el cuál presentó la destrucción de una de sus laderas a causa de la formación de un domo en su cima, coincidiendo con su avance glacial más extenso (MIS-3; 60-27 Ka) y provocando una perturbación y destrucción de sus glaciares (Capra, *et al.*, 2015).

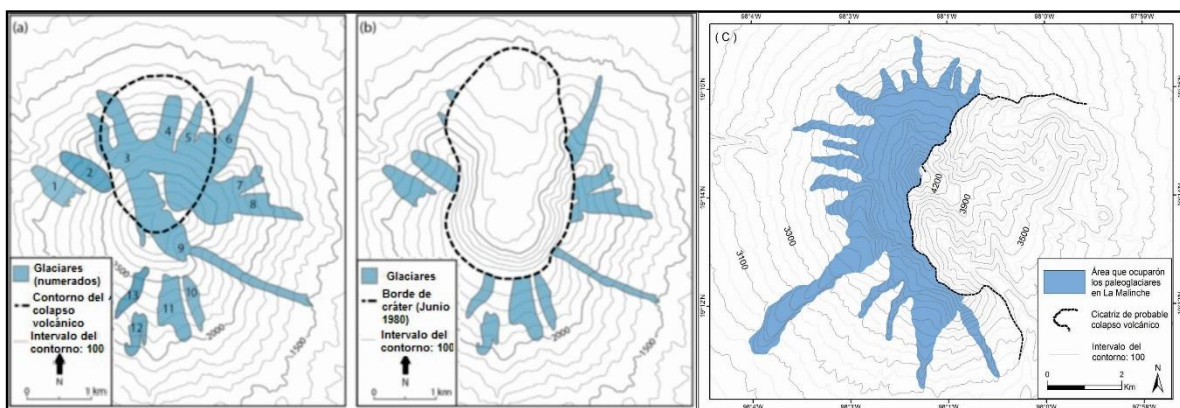


Figura 19. A. Glaciares del volcán Santa Helena antes de la erupción de 1980. B. Colapso volcánico que decapitó los glaciares 2, 3, 6, 7, 8 y 9; destruyendo en su totalidad el 4 y 5. (Brugman y Post, 1981). C. Áreas que ocuparon los paleoglaciares en el volcán La Malinche los cuales, debido a un posible colapso, pudieron ser decapitados o destruidos en su totalidad (elaboración propia).

Evidencias de que una actividad subglacial fue la responsable de la desaparición de los glaciares en la ladera oriental de La Malinche, y que la fusión de estos favoreció el colapso de esta ladera no son claras, ya que depósitos de lahar fechados entre los 8.6 y 8.2 Ka, no presentan epiclastos con alteración hidrotermal o presencia de palagonita. Esto indicaría que, de darse un evento de ese tipo sería anterior a los 10 Ka. De manera específica entre las fases eruptivas Periodo 1 y Periodo 2.

Una segunda hipótesis que trata de explicar el deslizamiento volcánico y la pérdida de las morfologías glaciares es el factor climático. En este marco, las glaciaciones son consideradas como un mecanismo desencadenante de grandes erupciones magmáticas, ya que éstas, en muchos casos, inducen a la inestabilidad de un volcán (Capra, 2006). Eventos asociados a la carga y descarga de hielo que genera una circulación de fluidos en la estructura volcánica, puede provocar estrés debido al peso que ejerce un glaciar una vez que se ha retirado. En este sentido, el aumento de la humedad post-glacial y lluvias intensas, son factores que favorecen los colapsos volcánicos.

El papel que juegan los glaciares en los colapsos volcánicos es significativo, por un lado, cuando estos avanzan en laderas de fuerte inclinación generaran estrés en su base, fenómeno que se transmite a las rocas subyacentes, provocando que el sustrato se desgaste, debilite, o se deforme. Durante la retirada de las masas de hielo, la descarga de fluidos de deshielo junto con la liberación de presión puede catalizar la inestabilidad ya existente, generando el deslizamiento de algunas de las laderas (Capra, *et al.*, 2013). En este sentido, se sabe que en los últimos 30 Ka se han producido colapsos importantes en volcanes en todo el mundo, justo después de los grandes avances glaciares.

En el centro de México existen evidencias que demuestran cómo las variaciones climáticas durante el Pleistoceno Tardío podrían haber forzado el colapso de las laderas volcánicas en algunos de los principales estratovolcanes mexicanos, como el volcán de Colima, Nevado de Toluca, Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Capra, *et al.*, 2013). En el caso del volcán La Malinche, al haber desarrollado condiciones glaciares y volcánicas similares a las estructuras mencionadas, este tipo de evento volcánico-glaciar podría ser posible.

En el caso de la primera hipótesis, ante lo expuesto se descarta la posibilidad de que el colapso volcánico en La Malinche se diera hacia finales de su Periodo 3 y durante los eventos glaciares MIII-1, MIII-2 o MIII-3. Ya que la presencia de depósitos laháricos sepultando los depósitos de avalancha, serían más evidentes. Mientras que el último

depósito estratigráfico de La Malinche debería corresponder a flujos de bloques y cenizas, y no a cenizas como lo reporta Castro-Govea (2007).

De esta manera, lo más probable es que el colapso volcánico se diera entre las fases eruptivas del Periodo 1 y Periodo 2 (46 - 15 Ka) que curiosamente, corresponde con la temporalidad en la que Heine (1994) no reporta eventos glaciares para La Malinche. Esto explicaría la presencia de erosión glaciaria en las cabeceras de las barrancas Axal y Axaltzintle, así como en algunos domos dentro de éstas. En este caso, puede hablarse de una edad aparente para este evento, que sería de 20.9 Ka, edad que corresponde con la de la avalancha de escombros reportada por Castro-Govea (2007) y situado antes de los avances más recientes y completos registrados en el volcán.

En relación con la segunda hipótesis queda descartada a partir de las evidencias morfológicas presentes en la zona de estudio, ya que es casi imposible que en tan poco tiempo (5 Ka), se depositara la avalancha de escombros; la cual, sería sepultada por múltiples lahares que posteriormente serían disectados por la acción fluvial y la formación de grandes abanicos. Un hecho que representa un problema es que las evidencias no son claras en la zona de estudio, al estar sepultadas en su mayoría por potentes capas de piroclastos. Esto hace suponer que, de existir, deben ser mucho más antiguas a los 5 mil años.

Ante esto, la reconstrucción de los paleoglaciares en el volcán La Malinche, así como el cálculo de las condiciones glaciares que imperaron durante el UMG en el centro de México, es una aproximación parcial de la historia paleoclimática y geomorfológica de la zona de estudio. Ya que, a partir de los datos obtenidos en este trabajo se hace una primera propuesta acerca de la evolución glaciaria de La Malinche y es la primera en su tipo en el país, los resultados se explican a continuación.

4.2. Método de reconstrucción de la extensión, volumen y ELAs de los glaciares de La Malinche durante la Última Extensión Glaciaria

Es la historia eruptiva, eventos glaciares y los procesos geomorfológicos los que han definido la génesis y evolución del relieve en el volcán La Malinche. De los primeros se tiene un amplio conocimiento y se cuenta con la reconstrucción de los eventos volcánicos. Mientras que los segundos, su conocimiento y estudio es más limitado por ser eventos poco

comunes en el territorio. Por tanto, conocer con exactitud las áreas que fueron ocupadas por el hielo, así como su extensión y espesor es parte fundamental de la evolución geomorfológica a la cual ha estado sometida esta estructura volcánica.

En fechas recientes, los métodos de reconstrucción paleoglaciaria y cálculo de las ELAs se han automatizado a partir de herramientas implementadas en Sistemas de Información Geográfica, de esta manera se ha podido agilizar este proceso, permitiendo plantear múltiples escenarios glaciares en aquellas zonas donde este elemento geomorfológico ya no es activo (Pellitero, *et al.*, 2015 y 2016).

Se espera que la aplicación de estos métodos en el volcán La Malinche sea un parteaguas en estudios de este tipo en México y que sus resultados contribuyan a la construcción de una cronología glaciaria más completa del centro de México. A continuación, se explica con detalle el método de reconstrucción paleoglaciaria y para el cálculo de la Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciaria (ELA, en su acrónimo en inglés, *Equilibrium Line Altitude*) implementados en esta investigación.

4.2.1 Aspectos teóricos en la reconstrucción paleoglaciaria

Antes de explicar el método de reconstrucción glaciaria es necesario contextualizar algunos fundamentos para entender los mecanismos del flujo del hielo (Bennett y Glasser, 2011).

- Un glaciar fluye como respuesta a las tensiones producidas por su propio peso y en respuesta a la gravedad. Esta fuerza se obtiene debido a la pendiente del glaciar que fluye hacia su frente, que es resultado del balance entre acumulación y ablación a lo largo de este.
- El concepto de tensión de cizalla es fundamental para entender como fluye un glaciar. Este término corresponde a la tensión con que se deforma un material cuando se desliza sobre otro a lo largo de un número de planos de falla. Representa la fuerza de tensión más común que actúa para mover una masa de hielo pendiente abajo.
- En la base de un glaciar, la tensión de cizalla basal dependerá del espesor del hielo y la pendiente superficial. En términos glaciológicos, esto se define como tensión de cizalla basal y está representada por la siguiente expresión:

$$\tau_b = \rho g h \sin \alpha$$

donde τ_b = tensión de cizalla basal (basal shear stress) (Pa, se mide en Pascales), α = pendiente de la superficie del glaciar, ρ = densidad del hielo (kg/m^3), g = aceleración de la gravedad (9.81 m/s^2) y h = espesor del hielo (m).

- Cuando el valor de tensión de cizalla basal supera un valor crítico debido al espesor del hielo o la pendiente del glaciar, este comenzará a fluir por deformación interna y/o deslizamiento basal.
- El deslizamiento basal es el desplazamiento del hielo sobre su fondo rocoso. Este ocurre solo en glaciares donde el hielo se encuentra en el punto de fusión por presión y, por ende, existe agua que actúa como lubricante en la superficie, moviéndose cientos e incluso miles de metros por año.

Los métodos empleados para modelar glaciares actuales toman en cuenta las condiciones meteorológicas (modelos de balance de masa), y las características glaciológicas como las principales variables para estimar la evolución de su geometría glaciar. Sin embargo, esto también es útil para deducir los cambios climáticos en un territorio a partir de estudiar fluctuaciones glaciares del pasado (paleoglaciares).

Existen dos métodos de reconstrucción glaciar: el primero a partir de una modelación numérica de los paleoglaciares y glaciares; el segundo basado en reconstrucciones geológicas y geomorfológicas (empleado en esta investigación). Este último se centran en las formas del relieve para reconstruir la extensión y cronología de los casquetes y glaciares del pasado, útil cuando no existen datos paleoclimáticos para la reconstrucción o el objeto de estudio no es obtener un registro glaciológico continuo en el tiempo (Napieralski, *et al.*, 2006).

Este tipo de métodos se basan en tres pasos metodológicos (Hubbard, 1997): el primero es la identificación de los procesos físicos a ser modelados y su formulación en un sistema de ecuaciones; seguido de una simplificación y solución de estas a través de técnicas matemáticas; y por último, la comparación de la solución con datos para validar el modelo, inferir parámetros y hacer predicciones.

El modelo de determinación y predicción de perfiles glaciares con estos principios fue propuesto por (Nye, 1952b) basándose en la física del hielo. Partiendo de la idea de considerar a un glaciar como una sustancia de plasticidad perfecta que, al ser sometido a

un esfuerzo/estrés sostenido, su deformación es permanente. Por tanto, se puede establecer una relación proporcional entre la tensión de cizalla y la tasa de deformación por cizallamiento. De este modo, la tensión de cizalla de una capa de hielo para una profundidad dada (d) medida perpendicular a la superficie, se define como *Ecuación 1*:

$$T = \rho g d s \sin \alpha \quad (1)$$

donde: τ es la tensión de cizalla; ρ es la densidad del hielo (constante); g es la aceleración gravitatoria (9.8 m s^{-2}); α es la pendiente (Nye, 1952b).

A partir de esta ecuación se puede determinar perfiles para casquetes y capas de hielo sin considerar la pendiente. Sin embargo, esta aplicación no es del todo realista porque asume que todo el esfuerzo conductor del movimiento del hielo es soportado por la tensión de cizalla basal. Esto no se da así en glaciares de valle, donde el hielo se encuentra constreñido por la topografía provocando un rozamiento lateral en las paredes que ejerce resistencia al flujo, y a su vez, éstas soportan parte del peso del hielo (Nye, 1952b; Schilling y Hollin, 1981; Benn y Hulton, 2010).

Por tales razones, se incorporó a la ecuación de Nye (1952b) el *factor de forma* (F = factor; *Ecuación 2*) como unidad de medida de la proporción del esfuerzo conductor del movimiento del hielo (Benn y Hulton, 2010):

$$F = A/(Hp) \quad (2)$$

donde: F es el factor de forma; A es el área de la sección transversal; H es el espesor del hielo en un punto (línea de flujo central); p es el perímetro de la sección transversal ocupado por el hielo.

El resultado de este cálculo, es un índice morfométrico adimensional que mide la geometría transversal del hielo confinado en un valle a partir del ancho del glaciar y su espesor en secciones transversales (Nye, 1965). De este modo, si el resultado de F es la unidad indica un glaciar infinitamente ancho donde el relieve no constriñe al hielo, mientras que valores que rondan los 0.5 se asocian a valles con secciones parabólicas. Y los valores < 0.5 reflejarían valles glaciares con morfología de V .

Este análisis se basa en la reproducción bidimensional de perfiles de equilibrio glaciar, a lo largo de líneas de flujo centrales del hielo (Schilling y Hollin, 1981; Ben y Hulton, 2010; Pellitero, *et al.*, 2016). Propuesto por Benn y Hulton (2010) adecuando el modelo de Van

der Veen (1999), el cual a su vez, supone un mayor desarrollo matemático de las ecuaciones de Nye (1952a) y Schilling y Hollin (1981), adaptado para glaciares con lechos irregulares.

El modelo de Benn y Hulton (2010) se implementó para su uso en un SIG (ArcGis) por medio del desarrollo de la herramienta *GlaRe* (Pellitero, *et al.*, 2016) diseñada para reconstruir semiautomáticamente glaciares complejos de tipo casquete, de circo o valle. La herramienta *GlaRe* se fundamenta a partir del cálculo de la altura y espesor que alcanzó el hielo, sobre una línea central de flujo teórico por donde fluía el glaciar. Las funcionalidades de esta aplicación permiten al usuario ejecutar múltiples reconstrucciones en poco tiempo, por lo cual, debido a su fácil aplicación y rápida ejecución ha sido empleada en este trabajo.

4.2.2 Reconstrucción glaciar a partir de la herramienta *GlaRe*

El punto de partida para la aplicación de este método fue la obtención de un Modelo Digital de Elevación (MDE) detallado, derivado de la misma información cartográfica utilizada en la morfometría (Ver Capítulo 2). El resultado fue un MDE con un tamaño de celda de 20 m, a partir de este paso comienza el proceso metodológico de reconstrucción glaciar, integrado por nueve pasos (Fig. 20) los cuales son explicados con detalle a continuación.

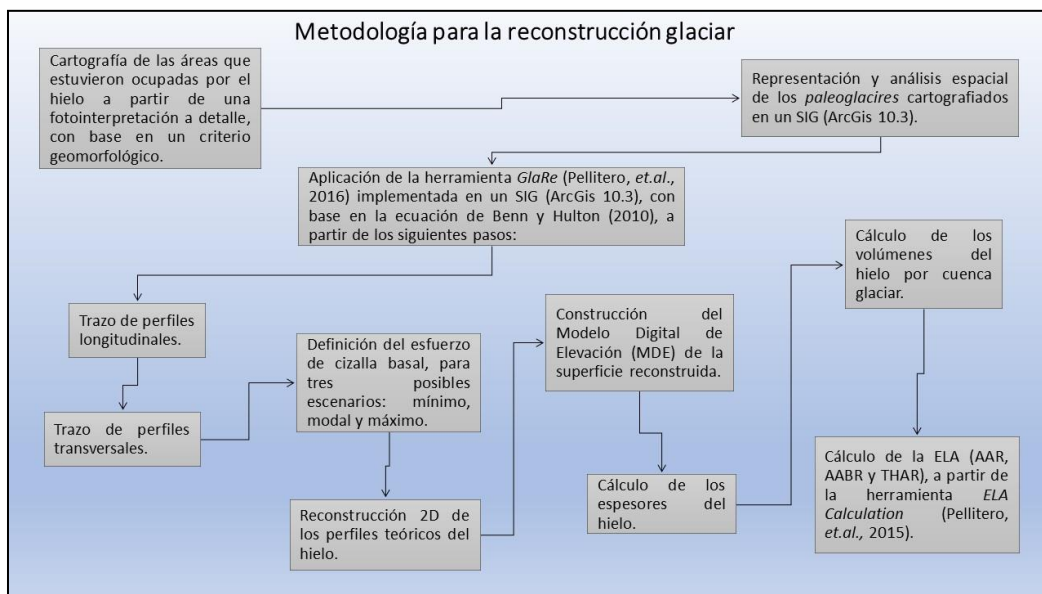


Figura 20. Proceso metodológico empleado para la reconstrucción de los paleoglaciares en La Malinche. Se integra por dos procesos principales; el primero asociado al análisis e interpretación geomorfológica del área de estudio y su respectiva cartografía en un SIG; el segundo, corresponde a un proceso semiautomatizado a partir de las herramientas *GlaRe* y *ELA Calculation* (elaboración propia).

La superficie ocupada por los glaciares se delimitó a partir de la interpretación geomorfológica de fotografías aéreas, en este proceso se identificaron cuencas nivales y valles glaciares (apartado 4.1). Una vez identificado el relieve asociado a las masas de hielo sus límites se pasaron a una base topográfica escala 1: 35 000. Esta información se digitalizó para ser analizada en el Sistema de Información Geográfica ArcGis 10.3. De esta manera se obtuvo un mapa que representa las posibles áreas que fueron ocupadas por el hielo en La Malinche durante el UMG (Fig. 21).

Para la implementación de la herramienta GlaRe en los antiguos glaciares de la Malinche se siguió la siguiente secuencia metodológica:

- 1) *Trazo de perfiles longitudinales.* Para cada cuenca glaciar se digitalizaron de manera manual las líneas de flujo por donde hipotéticamente se movían las masas de hielo, desde la cabecera hasta el frente de cada paleoglaciar tomando en cuenta el talweg de cada valle sobre una base topográfica, dibujando un total de 28 perfiles longitudinales (Fig. 21).
- 2) *Trazo de perfiles transversales.* La realización de estos perfiles permite incorporar el efecto de rozamiento lateral del flujo con las paredes (*F factor*), así como, la proporción del esfuerzo conductor del movimiento del hielo soportado por la tensión de cizalla basal. Se trazaron de forma manual y perpendicular a las líneas de flujo 60 perfiles transversales (Fig. 21), de modo que las alturas de inicio y final fueran las mismas.
- 3) *Definición del valor de esfuerzo de cizalla basal.* En este modelo de reconstrucción se asume, que la plasticidad perfecta del hielo es igual a 100 KPa (igual a 1 bar o 100 000 Pa), aunque los valores de tensión de cizalla reales para glaciares de valle y casquetes de hielo actuales oscilan entre los 50 y 150 KPa (Bennett y Glasser, 2011). A partir de esto, se plantearon tres posibles escenarios de reconstrucción a fin de abarcar todos los posibles escenarios de evolución glaciar que pudo tener La Malinche durante el UMG (e.g. Boston, *et al.*, 2015): 100 kPa (valor modal), 50 y 150 kPa (valores extremos; mínimo y máximo del rango).
- 4) *Reconstrucción 2D de perfiles teóricos del hielo.* Para esto se establecieron a lo largo de las líneas de flujo puntos equidistantes (*Construct Interval nodes*) sobre los

que se aplicó de manera iterativa la ecuación de Van der Veen (1999) y así estimar la altitud teórica del hielo (*Flowline ice thickness tool*). Este procedimiento se repitió para cada escenario de reconstrucción con los valores correspondientes de tensión de cizalla basal estimada en el punto anterior (*Define shear stress*).

- 5) *Construcción del Modelo Digital de Elevaciones de la superficie reconstruida.* Se interpolaron las cotas del hielo obtenidas en cada línea de flujo por el método *Topo to Raster* para generar el modelo 3D de la topografía del hielo. Para el caso de los escenarios extremos (mínimo y máximo), este procedimiento fue automático. Sin embargo, para el caso de los 100 kPa por ser el escenario donde se asume que los glaciares tuvieron un desarrollo óptimo, se ajustaron las curvas de nivel a fin de representar un escenario más realista con curvas convexas por debajo de la ELA y cóncavas por arriba de esta (Pellitero, *et al.*, 2015; Fernández-Fernández y Andrés, 2018).
- 6) *Cálculo de los espesores del hielo.* Una vez obtenido el MDE de la superficie glaciar reconstruida, se utilizó la herramienta *Raster Calculator* (Arc Gis 10.3) para el cálculo del espesor de hielo, que se obtuvo de restar el MDE del área glaciar reconstruida menos el de la topografía actual. El resultado fue un MDE del espesor del hielo que se recortó para cada cuenca glaciar para su posterior tratamiento.
- 7) *Cálculo de los volúmenes del hielo por cuenca glaciar.* Una vez obtenido el MDE del espesor del hielo y su posterior recorte por cuenca glaciar, se aplicó la herramienta *Spatial Statics as Table* (ArcGis 10.3) para el cálculo de los volúmenes del hielo, llevando a cabo el sumatorio de todos los valores de píxel del MDE de los espesores del hielo multiplicado por el tamaño de celda (20 m²). Este proceso se hizo de manera individual para cada cuenca glaciar delimitada obteniendo volúmenes y espesores por cuenca, así como, por toda el área glaciar reconstruida en La Malinche.

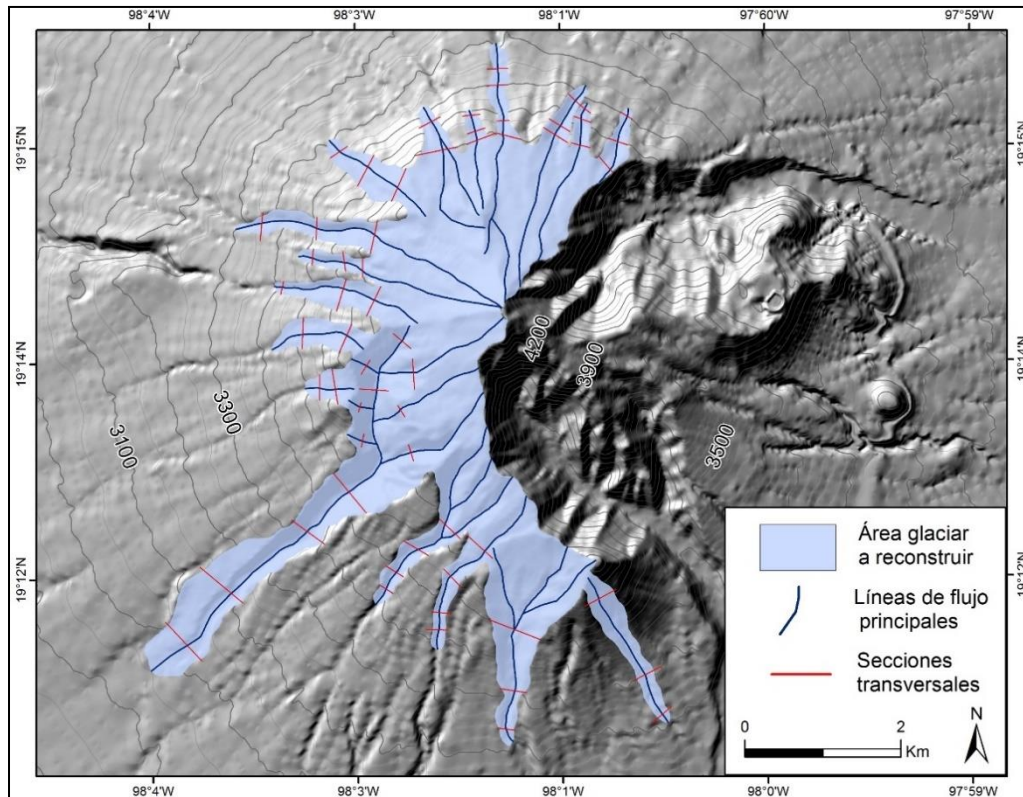


Figura 21. Perfiles longitudinales y transversales trazados en el área glaciaria reconstruida del volcán La Malinche, los cuales fueron utilizados en la reconstrucción glaciaria con el uso de la herramienta GlaRe (Elaboración propia).

4.2.3 Cálculo de la ELA a partir de la herramienta *ELA calculation*

El MDE de la superficie glaciaria reconstruida se empleó para el cálculo de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, del inglés *Equilibrium-Line-Altitude*), valor que representa la altitud teórica donde se equilibra el balance de masa en un glaciar, suponiendo que los valores de acumulación y ablación del hielo son iguales, por lo que a lo largo de un año este balance de masa es igual a cero (Pellitero, *et al.*, 2015). La ELA, rara vez se puede observar a la misma altitud y a lo ancho de un glaciar, ya que las variaciones topográficas y climáticas locales influyen en la acumulación y ablación de la nieve, por ejemplo, cuando el balance de masa es positivo la ELA disminuye y cuando este es negativo aumenta (Bakke y Nesje, 2011).

El cálculo de esta variable puede dar una estimación de las condiciones paleoclimáticas, al proporcionar una medida cuantitativa de la paleoprecipitación (Pellitero, *et al.*, 2015). De

este modo, el cálculo de la ELA en los glaciares de la Malinche permitirá estimar la sensibilidad climática de cada glaciar, así como la influencia topográfica en esta.

La estimación de la paleo-ELA en los antiguos glaciares que ocuparon las laderas de La Malinche se ha obtenido por tres métodos: AAR, AABR y THAR. Para los dos primeros su cálculo fue automático mediante el uso de la herramienta *ELA calculation* diseñada por Pellitero, *et al.* (2015), mientras que el último, se obtuvo mediante el diseño de una hoja de cálculo. Estos procedimientos analizan características distintas para la estimación de la ELA en los paleoglaciares, las cuales son explicadas a continuación.

El método AAR (*Accumulation Area Ratio*), también conocido como *Brückner-Richter* tiene su origen a finales del siglo XIX. Establece que, para glaciares de valle, el límite entre el área de acumulación (*Zunge*) y el de ablación (*Firnfeld*) (denominados así por Brückner y E. Richter), se reparte en una proporción de 3:1, o lo que es igual, a un valor de 0.75. En la actualidad se han agregado nuevos parámetros a este cálculo, como la hipsometría o la propia forma del glaciar, observándose una proporción entre el área de acumulación y abrasión de 2:1 o un AAR de 0.67 (Serrano y González, 2004).

De esta manera, es posible calcular el área de acumulación de un glaciar respecto a su área total (*Accumulation Area Ratio*), con lo cual el AAR de un glaciar varía en función de su balance de masa; cuando este es negativo el valor estará por debajo de 0.5, mientras que valores entre 0.5-0.8 indican condiciones glaciares estables y para un índice superior a los 0.8 muestra regímenes de balance de masa positivos (Serrano y González, 2004). De tal forma, cuando un glaciar se encuentra en un estado de equilibrio estacionario, el área de acumulación ocupa una porción fija (Bakke y Nesje, 2011), a partir de aplicar la siguiente ecuación:

$$ELA = \Sigma ZA / \Sigma A$$

Dónde:

ΣZA = sumatorio del producto de la altitud media de cada intervalo altitudinal por su área

ΣA : sumatorio de las áreas de las bandas altitudinales

Los valores de AAR en glaciares de latitudes medias y altas que presentan condiciones estacionarias, se encuentran en el rango de 0.5-0.8 con valores típicos entre 0.55-0.65; mientras que, en glaciares tropicales que son más húmedos y tienen un gradiente de

ablación más pronunciado, presentan proporciones mayores a los 0.8. Sin embargo al existir una extensa cobertura de escombros, el área de acumulación se ve reducida y presenta valores entre 0.2-0.4 (Benn, *et al.*, 2005).

Por su parte, el método AABR (*Area x Altitude Balance Ratio*) desarrollado por Omaston (2005), quien inicialmente lo denominó como método de Acumulación de Altura-Área y nombrado antes como el método BR por Furbish y Andrews (1984), se aplicó en valles glaciares de Alaska obteniendo una buena estimación de sus ELAs. Este cálculo se basa en ponderar el balance de masa en las áreas que se localizan muy por encima o por debajo de la ELA, en mayor medida que en aquellas que se encuentren muy cercanas ya sea por arriba o debajo de dicho nivel. Esto se estima utilizando la ecuación $ELA = \frac{\sum Z \cdot A}{\sum A}$, ponderando los cálculos con diferentes valores de Balance de Ratio (BR).

Este método toma en cuenta los gradientes de balance de masa, así como la hipsometría glaciar (Benn, *et al.*, 2005) fundamentándose en tres supuestos: 1. Que los gradientes de acumulación y ablación son aproximadamente lineales; 2. Que la relación neta entre ablación y acumulación es conocida y permanece fija en el tiempo; 3. Supone que la topografía limita el desarrollo de un glaciar, por lo que un cambio en el balance de masa repercute también en la posición del frente glaciar (Pellitero, *et al.*, 2015).

Para glaciares limpios no cubiertos de escombros el valor típico de BR es de 1.8-2 en latitudes medias a altas, mientras que en los trópicos este es >3. Las variaciones en este valor están relacionados con los tamaños relativos de las áreas de acumulación y ablación, por lo que un glaciar con un valor alto de BR presenta un área relativamente grande de acumulación y una pequeña de abrasión (Benn, *et al.*, 2005).

El método THAR (*Terminus Headwall Altitude Ratio*) en comparación con los dos anteriores no toma en cuenta el balance de masa ni la forma del glaciar, se fundamenta en asumir que cuando un glaciar alcanzó su máxima extensión existió una relación constante entre la altitud del frente (*terminus*) y la cabecera (*headwall*) expresada por la proporción THAR (Meierding, 1982), por lo que la ELA es igual a su altitud media. Esto se expresa a partir de la siguiente ecuación:

$$THAR = (ELA - Af) / (Ac - Af)$$

$$ELA = Af + THAR(Ac - Af)$$

Dónde:

THAR: relación entre las altitudes de la cabecera y el frente del glaciar.

ELA: Equilibrium Line Altitude (m).

Ac: altitud de la cabecera del glaciar (m).

Af: altitud del frente del glaciar (m).

Los valores obtenidos por este procedimiento dependerán de la elección de la proporción THAR; por ejemplo, en latitudes medias y altas el valor de 0.5 es el más adecuado, mientras que, en casquetes situados sobre volcanes tropicales, este se reduce hasta 0.3 (Omaston, 2005). Para la zona de estudio se empleó un THAR de 0.4, ya que en glaciares tropicales y en particular en aquellos que se encuentran en volcanes los valores óptimos oscilan entre los 0.5 y 0.3. Por otro lado, al aplicar este método en La Malinche se pretende comparar los resultados obtenidos con los del volcán Iztaccíhuatl, donde se ha empleado el método THAR para el cálculo de sus ELA (Vázquez-Selem y Heine, 2011; Vázquez-Selem y Lachniet, 2017).

Los valores de las ELAs obtenidos por estos tres métodos se normalizaron a fin de poder obtener una ELA promedio (MELA), que se aproxime a las condiciones climáticas que imperaron durante la máxima extensión de los glaciares en La Malinche. De la misma forma, este promedio permitirá compararlo con datos de otros paleoglaciares del Centro de México, a fin de contribuir a una construcción más completa de la cronología glaciar de esta porción del país.

Capítulo 5. Resultados sobre la extensión, volumen y ELAs de los glaciares de La Malinche durante la Última Extensión Glaciar

Los resultados obtenidos a partir de la interpretación de las áreas que alguna vez estuvieron ocupadas por el hielo en La Malinche, así como, por la aplicación del método para la reconstrucción de sus alturas, espesores y volúmenes se explican con detalle a continuación.

5.1. Reconstrucción del MDE paleoglaciar, espesor y volúmenes del hielo

En este apartado el término glaciar se utilizará en el texto, no obstante, hay que aclarar que se trata de paleoglaciares. Este cambio se decidió con el fin de facilitar la redacción y la lectura.

Los modelos de reconstrucción glaciar se elaboraron para los siguientes escenarios: 50 kPa (recordando que el Kilopascal es una unidad de presión que equivale a 1 000 pascales, unidad utilizada para expresar resistencia a la tracción, a la compresión y a la rigidez de los materiales), 100 kPa y 150 kPa. Cada uno de ellos fue representado en un MDE que muestra su extensión durante el UMG, obtenidos a partir del cálculo de las alturas del hielo utilizando perfiles topográficos longitudinales a los valles. De esta manera, fue posible obtener una modelación para cada evento (Fig. 22).

En el primer escenario (50 kPa) se asume que el hielo presentó pocas restricciones topográficas para su avance y por tanto una menor deformación en su flujo. El segundo (100 kPa) se basa en las condiciones que se observan en la actualidad afectan el avance de un glaciar. El último (150 kPa) se asocia a condiciones máximas de restricción para el desarrollo y avance de las masas de hielo. Los resultados obtenidos de estas tres modelaciones son explicados a continuación (Fig. 23).

Para el escenario de 50 kPa el área reconstruida en todo el Sistema Glaciar La Malinche (SGLM) fue de 14 892 Km², con una altura máxima del hielo de 4 410 msnm y una mínima de 2 967 (valores que corresponden al glaciar 5; G5) (Fig. 24). El espesor máximo en esta modelación fue de 108 m (G5), seguido de los glaciares 2 (86 m) y 4 (70 m) (Fig. 25). Estas tres cuencas nivales se orientan hacia las laderas SE y SW y se asocian a valles profundos

(> 20 m) y extensos (el más extenso 6.52 km), mientras que, los glaciares más cortos alcanzaron longitudes de 2.65 Km, como el G2 y G4 (Fig. 24).

Por otro lado, en el sector NW se encuentran los glaciares con los valores de espesor y longitud más pequeños de todo el SGLM, con 49 m y 0.59 km para el G6 y 51 m y 1.17 km para el G7, a su vez, corresponden a los más pequeños en área de todo el SGLM (1 180, 193 y 377 km²) (Fig. 25; Tabla 6).

Con respecto al volumen total del SGLM en el escenario de 50 KPa este fue de 54.40 km³, del cual el 26% lo aporta el G5; el 9% el G2 y el de menor porcentaje el G6 con 1%. A partir de la interpretación de estos datos es evidente que existe una relación directa en los valores máximos como mínimos, entre el espesor y volumen del hielo con respecto al área y extensión de este. Entre más grande y extensa sea la superficie del glaciar, mayor será su espesor y volumen.

La modelación en los 100 kPa arrojó un valor total para el área del SGLM de 17 458.7 km² (Tabla 6), con una altura máxima del hielo de 4 402 msnm y una mínima de 2 960 msnm, que al igual que en el modelo anterior, corresponde al G5 (Fig. 24). Los máximos espesores fueron para los glaciares G5 (193 m) y G2 (144 m) (Fig. 25) localizados en la vertiente S, mientras que, los valores mínimos, son para el G6 (70 m) que corresponde a la masa de hielo más pequeña y menos extensa de todo el SGLM (Tabla 6).

El volumen del hielo en la modelación (100 KPa) fue de 64.30 km³ para todo el SGLM, aportando el 30 % de este valor el G5 con 19.10 km³ y los que aportan el menor porcentaje son el G6 (0.80 Km³) y G17 (0.93 Km³) con un 1%, que a su vez corresponden con los glaciares con menor área. De esta manera, se cumple y de manera repetida la relación área / longitud = espesor y volumen del hielo.

Para el escenario de máxima deformación (150 kPa), el área glaciar total fue de 17 472 km² y la altitud máxima y mínima del hielo es de 4 434 y 2 979 msnm respectivamente, esto corresponde, al igual que en los escenarios anteriores, al G5 (Fig. 23). Por otro lado, los espesores mayores fueron de 266 m en el G5 y 190 m en el G2 (patrón que ha sido constante en los tres escenarios) y los menores asociados a los glaciares G6 (119 m); G9 (119 m) y G17 (120 m) (Fig. 25).

El volumen total en la simulación fue de 65.17 km³ para todo el SGLM, con el mayor porcentaje aportado por el G5 con un 30% (19.33 km³) y en menor proporción el G6 (1%) y G17 (1%) (Tabla 6).

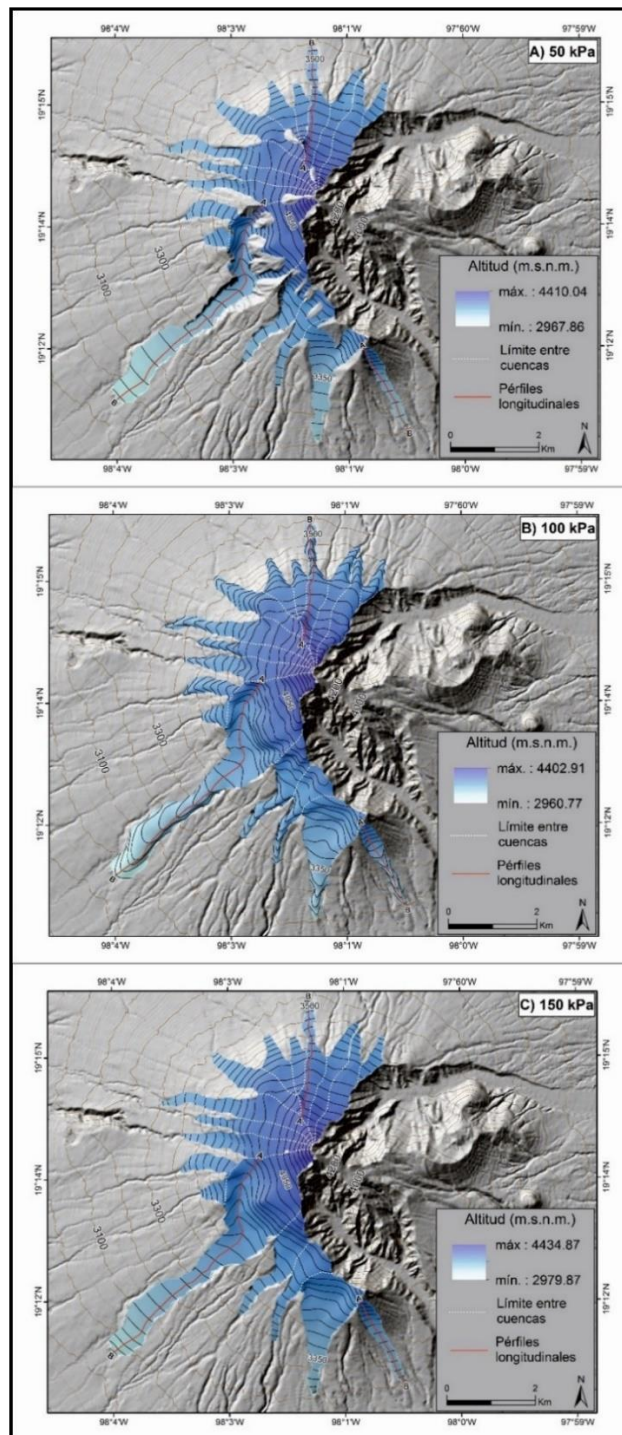


Figura 22. Modelo de reconstrucción de glaciares y altitud, para los escenarios: A: 50 kPa. B: 100 kPa y C. 150 kPa (Elaboración propia).

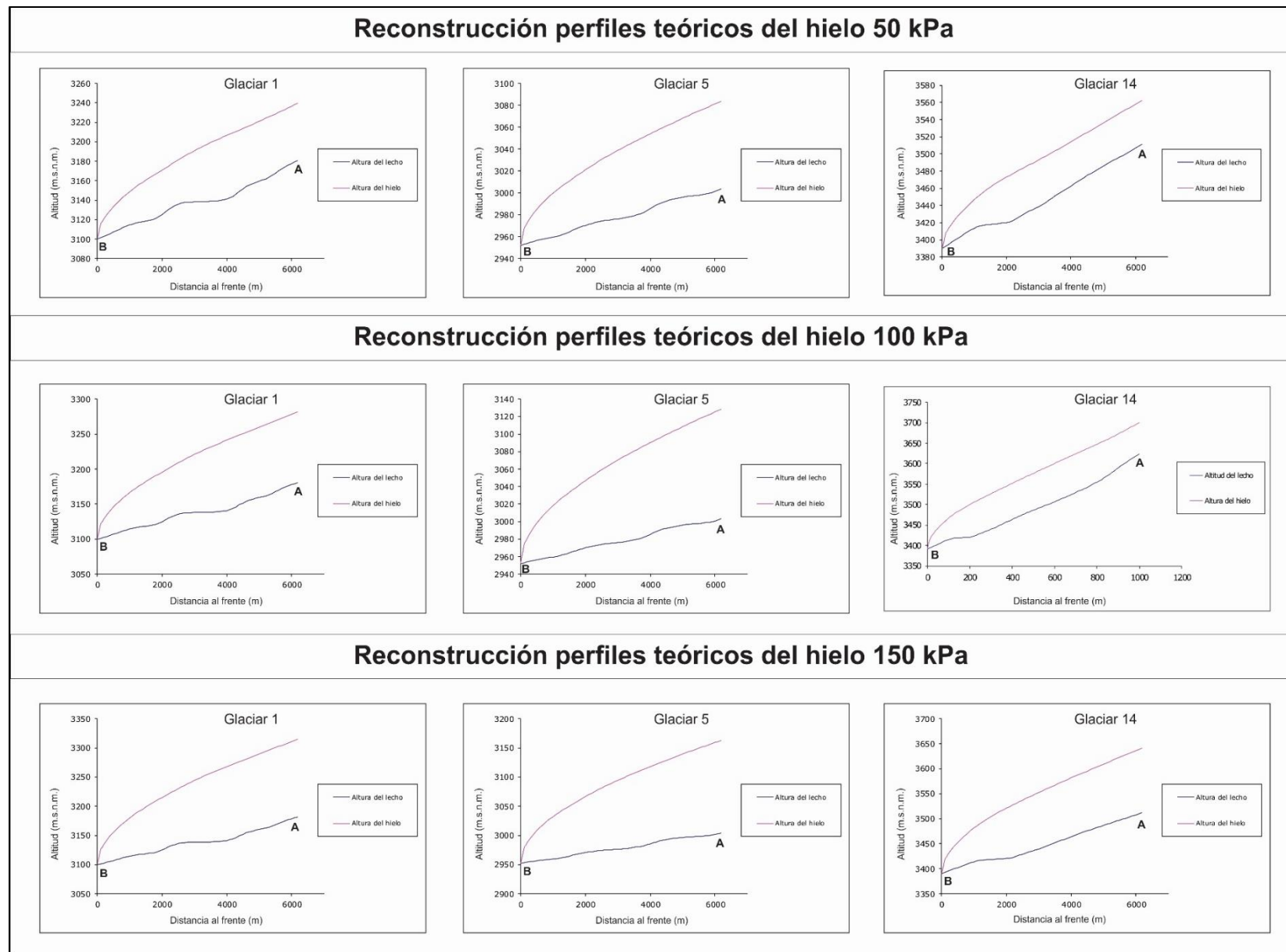


Figura 23. Representación entre la altitud actual del lecho de tres valles glaciares (Glaciar 1, 5 y 14) y la altura teórica que llegó a tener el hielo sobre este, calculada a partir de la hoja de cálculo *Profiler V.2* para los tres escenarios de reconstrucción (50, 100 y 150 kPa) (elaboración propia).

Glaciar	Área (km2)	Área (%)	Espesor máx. (m)	Volumen (km3)	Volumen (%)	Longitud (km)	Alt. mín. (msnm)	Alt. máx. (msnm)	Orientación
Reconstrucción 50 kPa									
Glaciar 1	462.4	3%	65	1.56	3%	2.15	3115	3780	SE
Glaciar 2	1457.6	10%	86	5.03	9%	2.75	3109	3860	SW
Glaciar 3	726	5%	64	2.62	5%	2.42	3278	3840	SW
Glaciar 4	813.2	5%	70	2.93	5%	2.75	3282	4003	SW
Glaciar 5	4020.8	27%	108	14.19	26%	6.52	2967	4410	SW
Glaciar 6	193.6	1%	49	0.70	1%	0.59	3501	3733	SW
Glaciar 7	377.2	3%	51	1.36	3%	1.17	3433	3761	NW
Glaciar 8	738.8	5%	54	2.82	5%	2.92	3405	4394	NW
Glaciar 9	661.2	4%	60	2.55	5%	2.73	3483	4387	NW
Glaciar 10	1180.8	8%	69	4.49	8%	3.78	3312	4379	NW
Glaciar 11	855.2	6%	58	3.21	6%	2.43	3400	4102	NW
Glaciar 12	442.8	3%	62	1.66	3%	1.53	3493	4024	NW
Glaciar 13	322	2%	55	1.22	2%	1.32	3613	4030	NW
Glaciar 14	792.8	5%	58	3.00	6%	2.87	3409	4147	NE
Glaciar 15	742.4	5%	65	2.85	5%	2.96	3481	4372	NE
Glaciar 16	852	6%	63	3.30	6%	2.69	3533	4352	NE
Glaciar 17	253.2	2%	55	0.93	2%	1.19	3489	3800	NE
SGLM	14892	100%	108	54.40	100%		2967	4410	NE
Glaciar	Área (km2)	Área (%)	Espesor máx. (m)	Volumen (km3)	Volumen (%)	Longitud (km)	Alt. mín. (msnm)	Alt. máx. (msnm)	Orientación
Reconstrucción 100 kPa									
Glaciar 1	532.9	3%	102	1.82	3%	2.15	3104	3792	SE
Glaciar 2	1924.1	11%	144	6.74	10%	2.75	3102	3817	SW
Glaciar 3	829.5	5%	105	3.02	5%	2.42	3288	3822	SW
Glaciar 4	1005.8	6%	118	3.68	6%	2.75	3296	3975	SW
Glaciar 5	5305.2	30%	193	19.10	30%	6.52	2960	4402	SW
Glaciar 6	219.1	1%	70	0.80	1%	0.59	3496	3744	SW
Glaciar 7	389.2	2%	83	1.41	2%	1.17	3440	3806	NW
Glaciar 8	951.8	5%	86	3.65	6%	2.92	3398	4398	NW
Glaciar 9	670.9	4%	83	2.61	4%	2.73	3484	4386	NW
Glaciar 10	1262.1	7%	102	4.81	7%	3.78	3297	4376	NW
Glaciar 11	891.6	5%	81	3.37	5%	2.43	3397	4108	NW
Glaciar 12	479	3%	99	1.81	3%	1.53	3488	4052	NW
Glaciar 13	323.9	2%	89	1.23	2%	1.32	3602	4050	NW
Glaciar 14	801.4	5%	91	3.05	5%	2.87	3399	4180	NE
Glaciar 15	777	4%	109	3.00	5%	2.96	3485	4366	NE
Glaciar 16	842.7	5%	105	3.28	5%	2.69	3536	4327	NE
Glaciar 17	252.5	1%	88	0.93	1%	1.19	3493	3791	NE
SGLM	17458.7	100%	192	64.30	100%		2960	4402	NE
Glaciar	Área (km2)	Área (%)	Espesor máx. (m)	Volumen (km3)	Volumen (%)	Longitud (km)	Alt. mín. (msnm)	Alt. máx. (msnm)	Orientación
Reconstrucción 150 kPa									
Glaciar 1	534.8	3%	145	1.85	3%	2.15	3127	3808	SE
Glaciar 2	1920.8	11%	190	6.82	10%	2.75	3120	3883	SW
Glaciar 3	837.6	5%	158	3.10	5%	2.42	3292	3879	SW
Glaciar 4	1007.2	6%	172	3.73	6%	2.75	3294	4043	SW
Glaciar 5	5288.4	30%	266	19.33	30%	6.52	2979	4434	SW
Glaciar 6	220.4	1%	119	0.81	1%	0.59	3515	3820	SW
Glaciar 7	390.8	2%	122	1.44	2%	1.17	3446	3840	NW
Glaciar 8	946	5%	127	3.66	6%	2.92	3416	4413	NW
Glaciar 9	670.4	4%	119	2.63	4%	2.73	3497	4409	NW
Glaciar 10	1261.2	7%	153	4.86	7%	3.78	3324	4401	NW
Glaciar 11	894	5%	121	3.41	5%	2.43	3410	4141	NW
Glaciar 12	480.4	3%	133	1.83	3%	1.53	3506	4047	NW
Glaciar 13	325.6	2%	129	1.25	2%	1.32	3631	4052	NW
Glaciar 14	804	5%	139	3.10	5%	2.87	3422	4187	NE
Glaciar 15	781.6	4%	146	3.05	5%	2.96	3495	4397	NE
Glaciar 16	852	5%	137	3.35	5%	2.69	3550	4377	NE
Glaciar 17	257.6	1%	120	0.96	1%	1.19	3500	3872	NE
SGLM	17472.8	100%	266	65.17	100%		2979	4434	NE

Tabla 6. Cálculos obtenidos en los glaciares reconstruidos, para los tres escenarios planteados, 50, 100 y 150 kPa. (SGLM= Sistema Glaciar La Malinche) (elaboración propia).

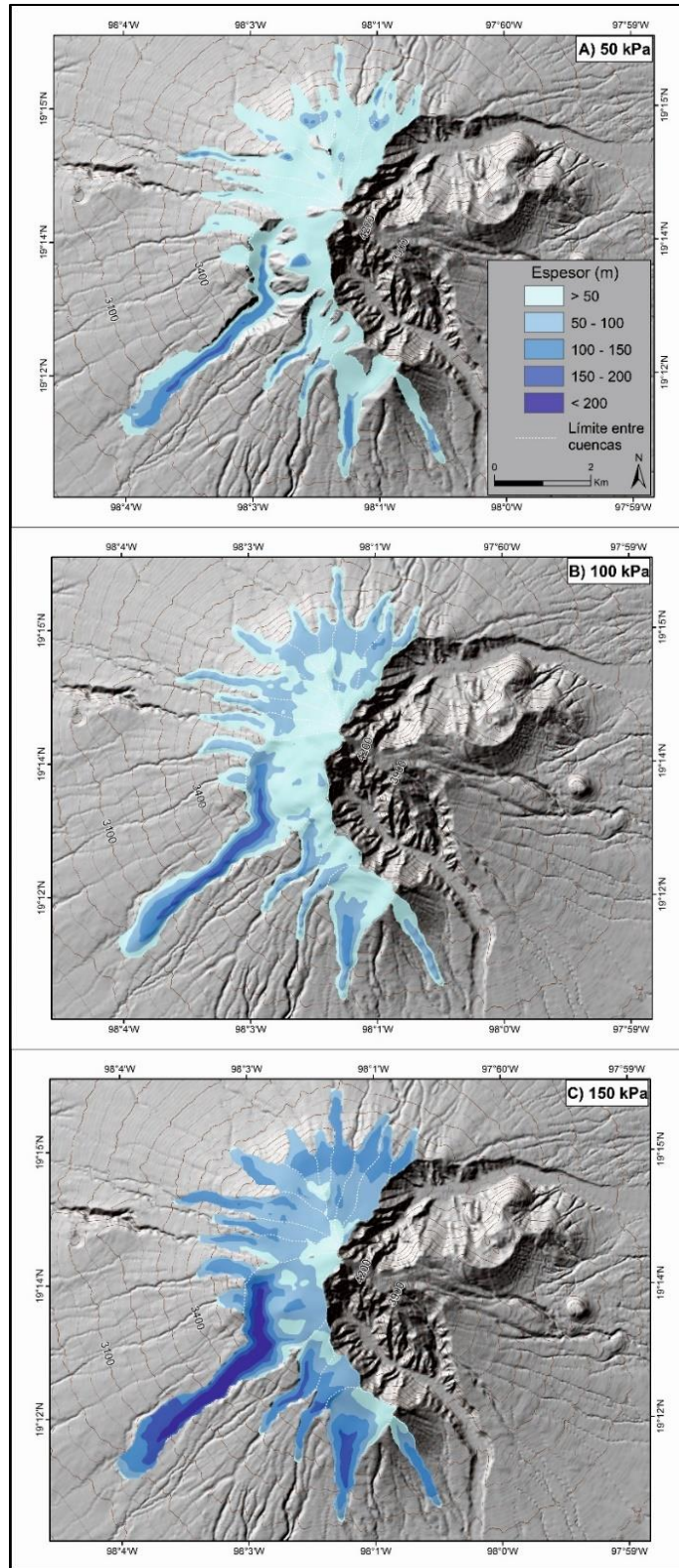


Figura 24. Modelos de distribución de los espesores del hielo para los escenarios 50 kPa (A), 100 kPa (B) y 150 kPa (C) (elaboración propia).

En relación con la altura media de término de los glaciares reconstruidos en La Malinche, se encuentra entre los 3 370 msnm, altitud que si se correlaciona con el Iztaccíhuatl, estaría situado en un evento glaciario en La Malinche, a finales de Hueyatlaco-1 (altitud media del frente glaciario $3\,390 \pm 160$ msnm) y comienzo de Hueyatlaco-2 (altitud media del frente glaciario $3\,500 \pm 190$ msnm) (Vázquez-Selem y Heine, 2011 y Vázquez-Selem Lachniet, 2017).

A partir de esta relación se interpreta que, el suceso frío que dio origen a los glaciares reconstruidos en este trabajo fue en respuesta a los eventos climáticos presentes durante finales del UMGL (21-18 Ka) y hasta el HS-1 (17.5-14.6 Ka). El único avance de masas de hielo reportado en la Malinche para este periodo corresponde al MII (>15-12 Ka; Heine, 1994), el cuál sería el origen de los glaciares identificados en este trabajo (idea que puede confirmarse o desechar más adelante con la interpretación de las ELAs). Cabe destacar que Heine (1994) le asigna una altura media de término a los frentes glaciares en este periodo, de casi 720 m más baja que la observada actualmente.

En este contexto, es importante señalar que los valores de extensión y altura que presentó el Glaciar 5, son los más altos de todo el SGLM, por ejemplo, la altura media de término es 400 m más baja que el promedio. Lo anterior hace suponer que el origen de este valle podría estar relacionado no sólo a un evento glaciario si no también volcánico, que contribuyó a su configuración. Aunque es solo una especulación, sería interesante analizar esta posibilidad en estudios posteriores.

Los valores obtenidos en cuanto a área, altura máxima y volumen presentan una variación poco significativa entre ellos. Con relación al espesor máximo, los valores son contrastantes de un escenario a otro (Tabla 6). Para los 50 KPa es de 108 m; en 100 KPa 192 m y en 150 KPa 266 m, estos datos no presentan una relación con la morfología de las cuencas nivales, es decir, el espesor no corresponde con el tamaño de los contenedores del hielo.

La situación anterior puede explicarse a partir de la decapitación del sector cumbral debido al colapso volcánico que afectó la porción oriental de La Malinche. De esta manera, podemos suponer que la modelación se realizó sobre cuencas nivales incompletas. Otra posible explicación podría ser, que una vez que los glaciares desaparecieron las superficies de acumulación nival fueron cubiertas por piroclásticos, lo que reduciría el área de los circos glaciares.

Ante la falta de certeza en torno al esfuerzo de estrés al que estuvieron sometidos los glaciares en la Malinche durante su máxima extensión, se toma el escenario de los 100 kPa como el idóneo en la reconstrucción del SGLM, al ser este valor de cizalla basal el más típico en un glaciar (Benn y Hulton, 2010; Pellitero, *et al.*, 2016).

5.2 Estimación de la paleo-ELA durante la Última Extensión Glaciar

Para el cálculo de las paleo-ELAs se utilizaron tres métodos (AAR, AABR y THAR), de los cuales se seleccionaron distintos rangos de tasas, con el fin de tener una variedad amplia en torno a los valores de la ELA. Sin embargo, de acuerdo con estudios de este tipo los rangos que presenta una menor desviación típica (error) en su cálculo, son los que expresan de una manera más realista las condiciones paleoclimáticas que imperaron en antiguos glaciares. De tal forma, es este valor el que se toma en consideración para la explicación de los valores obtenidos.

Para el método AAR los rangos utilizados fueron 0.5, 0.55, 0.6, 0.65 y 0.8. En el escenario de 50 kPa, el valor que presentó la menor desviación típica fue 0.5 con 161. Esto indica que durante la última extensión glaciar en la Malinche predominaba un balance de masa estable entre la acumulación y ablación del hielo, teniendo una ELA media para todo el SGLM de 3 693 msnm (Tabla 7). Este valor con respecto a la ELA del avance Hueyatlaco-2 en el Iztaccíhuatl ($3\,500 \pm 190$ m), por edad y altitud media de sus frentes se correlaciona con el avance MII de La Malinche (que presumiblemente es al que corresponde los glaciares delimitados en este trabajo), presentando una diferencia en sus ELAs de 193 ± 190 m.

De manera particular se observa que las ELAs de los glaciares en las laderas SE y SW tienden a ser más bajas (entre los 3 345 y los 3 600 m) que hacía el NE y NW (entre 3 608 y 3 958 m), lo que indica que durante UMGL en La Malinche predominaban condiciones más húmedas y de mayor precipitación hacía la ladera S.

En el caso del escenario de 100 kPa el valor de 0.5, también presentó una menor desviación estándar. Obteniendo una ELA media para el SGLM de 3 731 msnm, teniendo una diferencia de 230 ± 190 m con respecto a la de Hueyatlaco-1. Al igual que en el escenario anterior las ELAs más bajas se encuentran hacía el SE y SW entre los 3 404 y 3 610 msnm (Tabla 7).

Para el caso máximo (150 kPa) nuevamente es 0.5 el de menor error con una ELA media de 3 780 msnm, que es 280 ± 190 m más baja que la de Hueyatlaco-1. Se obtuvieron valores de las ELAs entre los 3 462 a los 3 700 msnm hacia las laderas sur y más altas hacía el norte entre los 3 841 a los 3 942 m (Tabla 7).

Con el método AABR los rangos utilizados fueron 1, 1.5, 2, 2.5 y 3. Para el escenario de 50 kPa el valor de 1.5 presentó la menor desviación típica (Tabla 7). Valor característico para glaciares tropicales, ya que representa una proporción equitativa entre el área de acumulación y la de ablación (Serrano y González, 2004). La ELA media con este rango fue de 3 664 msnm que es 164 ± 190 m más baja que la de Hueyatlaco-1. Repitiendo valores más bajos de ELA hacía el sector S (3 345 a los 3 623 msnm) que hacía el N (3 643 a los 3 850 msnm).

Para los escenarios 100 y 150 KPa el rango 1.5, continuó como el de menor valor en su desviación típica, obteniendo una ELA media para el primero de 3 689 msnm (189 ± 190 m más baja que la de Hueyatlaco-1) y de 3 737 msnm para el máximo escenario (237 ± 190 m más baja que Hueyatlaco-1). Repitiéndose el mismo patrón, ELAs bajas hacia el sector S y altas hacia el N. Este valor indicaría la existencia de patrones climáticos distintos a los actuales, ya que hoy en día proliferan condiciones más frías y húmedas al norte que al sur (Castillo-Rodríguez, 2006; Franco-Ramos, 2016).

Por su parte, el valor de las ELAs para el Método THAR (donde se usó un solo ratio para su cálculo; 0.4) fue de 3 652 msnm para 50 kPa (152 ± 190 m más baja que Hueyatlaco-1); 3 653 msnm para 100 kPa (153 ± 190 m más baja que la del Iztaccíhuatl) y en 150 kPa de 3 678 msnm (178 ± 190 m de diferencia con Hueyatlaco-1). Mismo patrón se repite que en los anteriores métodos, condiciones más húmedas hacía las laderas SE y SW y menos húmedas hacía el NE y NW (Tabla 6).

Las paleo-ELAs calculadas por los tres métodos evidencian un patrón claro en su distribución. Por un lado, en aquellos glaciares ubicados al SE y SW (Glaciares del 1 al 7) los valores de sus ELAs se encuentran por debajo de la ELA media (Tabla 6), lo que indica que en estas cuencas glaciares el área de acumulación fue mayor a la de ablación; mientras que para los glaciares del NE y NW (Glaciares 8 al 16) estas se encuentran por arriba indicando una mayor área de ablación sobre la de acumulación.

ELA Escenario 50 kPa											
	AAR=0.5	AAR=0.55	AAR=0.6	AAR=0.65	AAR=0.8	AABR=1.0	AABR=1.5	AABR=2.0	AABR=2.5	AABR=3	THAR=0.4
Glaciar 1	3345	3325	3305	3285	3230	3382	3357	3337	3327	3312	3377
Glaciar 2	3454	3434	3409	3379	3299	3451	3426	3406	3391	3381	3367
Glaciar 3	3623	3603	3578	3553	3473	3605	3580	3560	3545	3535	3505
Glaciar 4	3597	3577	3557	3532	3442	3609	3579	3559	3544	3534	3571
Glaciar 5	3477	3417	3357	3292	3167	3539	3474	3429	3399	3374	3544
Glaciar 6	3636	3631	3621	3611	3581	3623	3618	3608	3603	3598	3586
Glaciar 7	3608	3593	3578	3568	3533	3610	3595	3585	3580	3570	3568
Glaciar 8	3860	3835	3800	3750	3590	3817	3782	3757	3737	3717	3799
Glaciar 9	3878	3858	3838	3808	3698	3870	3835	3815	3795	3780	3844
Glaciar 10	3862	3837	3802	3757	3547	3804	3764	3734	3709	3689	3739
Glaciar 11	3775	3750	3720	3690	3590	3752	3722	3702	3687	3672	3682
Glaciar 12	3763	3753	3743	3728	3663	3735	3725	3710	3705	3695	3706
Glaciar 13	3783	3773	3768	3758	3718	3785	3770	3765	3755	3750	3780
Glaciar 14	3804	3789	3774	3754	3599	3786	3756	3736	3716	3701	3705
Glaciar 15	3811	3791	3771	3751	3676	3833	3803	3788	3773	3758	3831
Glaciar 16	3858	3838	3823	3813	3758	3875	3850	3835	3820	3810	3864
Glaciar 17	3654	3649	3639	3629	3594	3656	3646	3636	3626	3621	3614
ELA media	3693	3674	3652	3627	3539	3690	3664	3645	3630	3617	3652
Desv. Típica	161	164	168	172	169	146	146	149	149	149	153
ELA Escenario 100 kPa											
Glaciar 1	3404	3369	3344	3309	3242	3406	3381	3361	3346	3331	3376
Glaciar 2	3502	3487	3467	3452	3367	3504	3479	3459	3444	3434	3390
Glaciar 3	3678	3658	3628	3598	3503	3635	3610	3590	3575	3565	3496
Glaciar 4	3666	3646	3616	3601	3496	3658	3628	3608	3593	3578	3565
Glaciar 5	3610	3555	3510	3470	3250	3602	3547	3502	3472	3447	3538
Glaciar 6	3656	3646	3636	3621	3586	3638	3628	3623	3618	3613	3585
Glaciar 7	3620	3605	3590	3575	3535	3627	3612	3597	3587	3582	3585
Glaciar 8	3863	3833	3798	3748	3628	3840	3800	3775	3755	3740	3797
Glaciar 9	3899	3884	3859	3834	3699	3881	3851	3826	3811	3796	3845
Glaciar 10	3862	3827	3787	3737	3567	3804	3764	3739	3714	3694	3731
Glaciar 11	3817	3772	3737	3702	3602	3774	3744	3724	3704	3689	3682
Glaciar 12	3803	3788	3768	3753	3688	3770	3755	3740	3730	3720	3715
Glaciar 13	3822	3812	3797	3782	3727	3809	3794	3784	3774	3769	3780
Glaciar 14	3839	3824	3804	3769	3604	3801	3771	3746	3726	3711	3712
Glaciar 15	3845	3830	3810	3785	3695	3862	3832	3812	3792	3782	3838
Glaciar 16	3886	3866	3856	3841	3786	3893	3868	3853	3838	3828	3853
Glaciar 17	3663	3653	3648	3638	3603	3665	3650	3645	3635	3630	3612
ELA media	3731	3709	3686	3660	3563	3716	3689	3670	3654	3642	3653
Desv. Típica	145	147	148	148	155	138	137	139	139	140	151
ELA Escenario 150 kPa											
Glaciar 1	3462	3442	3417	3397	3317	3464	3439	3419	3404	3394	3397
Glaciar 2	3570	3555	3535	3515	3430	3552	3527	3512	3497	3487	3431
Glaciar 3	3747	3732	3712	3687	3582	3699	3674	3654	3644	3629	3527
Glaciar 4	3724	3709	3689	3664	3559	3706	3676	3661	3646	3631	3594
Glaciar 5	3689	3639	3594	3549	3349	3661	3611	3571	3541	3521	3561
Glaciar 6	3700	3690	3680	3665	3625	3682	3672	3662	3657	3652	3624
Glaciar 7	3681	3666	3651	3636	3591	3678	3663	3653	3643	3638	3609
Glaciar 8	3886	3861	3826	3786	3861	3868	3838	3813	3793	3778	3814
Glaciar 9	3942	3922	3897	3872	3757	3919	3889	3869	3849	3834	3866
Glaciar 10	3909	3879	3839	3794	3644	3856	3821	3791	3771	3751	3755
Glaciar 11	3845	3820	3790	3760	3660	3817	3787	3767	3752	3737	3703
Glaciar 12	3841	3826	3811	3801	3731	3808	3793	3778	3768	3763	3721
Glaciar 13	3856	3846	3836	3826	3776	3843	3828	3818	3813	3808	3801
Glaciar 14	3887	3872	3852	3832	3682	3854	3824	3804	3784	3769	3729
Glaciar 15	3875	3855	3840	3825	3755	3897	3872	3852	3837	3827	3856
Glaciar 16	3925	3910	3895	3880	3830	3932	3907	3892	3882	3872	3881
Glaciar 17	3725	3715	3705	3695	3650	3722	3707	3697	3687	3682	3652
ELA media	3780	3761	3739	3717	3635	3762	3737	3718	3704	3693	3678
Desv. Típica	134	134	134	135	155	132	131	132	132	132	147

Tabla 7. Paleo-ELAs (msnm) calculadas por tres métodos distintos (AAR, AABR y THAR) expresadas en msnm, para los tres escenarios de reconstrucción (50, 100 y 150 kPa) (elaboración propia).

ELAs Escenario 50 kPa												
Glaciar	MALM	AAR					AABR					THAR
		0.5	0.55	0.6	0.65	0.8	1	1.5	2	2.5	3	0.4
Glaciar 1	3326	3345	3325	3305	3285	3230	3382	3357	3337	3327	3312	3377
Glaciar 2	3400	3454	3434	3409	3379	3299	3451	3426	3406	3391	3381	3367
Glaciar 3	3560	3623	3603	3578	3553	3473	3605	3580	3560	3545	3535	3505
Glaciar 4	3555	3597	3577	3557	3532	3442	3609	3579	3559	3544	3534	3571
Glaciar 5	3406	3477	3417	3357	3292	3167	3539	3474	3429	3399	3374	3544
Glaciar 6	3611	3636	3631	3621	3611	3581	3623	3618	3608	3603	3598	3586
Glaciar 7	3581	3608	3593	3578	3568	3533	3610	3595	3585	3580	3570	3568
Glaciar 8	3768	3860	3835	3800	3750	3590	3817	3782	3757	3737	3717	3799
Glaciar 9	3820	3878	3858	3838	3808	3698	3870	3835	3815	3795	3780	3844
Glaciar 10	3749	3862	3837	3802	3757	3547	3804	3764	3734	3709	3689	3739
Glaciar 11	3704	3775	3750	3720	3690	3590	3752	3722	3702	3687	3672	3682
Glaciar 12	3721	3763	3753	3743	3728	3663	3735	3725	3710	3705	3695	3706
Glaciar 13	3764	3783	3773	3768	3758	3718	3785	3770	3765	3755	3750	3780
Glaciar 14	3738	3804	3789	3774	3754	3599	3786	3756	3736	3716	3701	3705
Glaciar 15	3781	3811	3791	3771	3751	3676	3833	3803	3788	3773	3758	3831
Glaciar 16	3831	3858	3838	3823	3813	3758	3875	3850	3835	3820	3810	3864
Glaciar 17	3633	3654	3649	3639	3629	3594	3656	3646	3636	3626	3621	3614
SGLM	3644											
ELAs Escenario 100 kPa												
Glaciar	MALM	AAR					AABR					THAR
		0.5	0.55	0.6	0.65	0.8	1	1.5	2	2.5	3	0.4
Glaciar 1	3352	3404	3369	3344	3309	3242	3406	3381	3361	3346	3331	3376
Glaciar 2	3453	3502	3487	3467	3452	3367	3504	3479	3459	3444	3434	3390
Glaciar 3	3594	3678	3658	3628	3598	3503	3635	3610	3590	3575	3565	3496
Glaciar 4	3605	3666	3646	3616	3601	3496	3658	3628	3608	3593	3578	3565
Glaciar 5	3500	3610	3555	3510	3470	3250	3602	3547	3502	3472	3447	3538
Glaciar 6	3623	3656	3646	3636	3621	3586	3638	3628	3623	3618	3613	3585
Glaciar 7	3592	3620	3605	3590	3575	3535	3612	3597	3587	3582	3582	3565
Glaciar 8	3780	3863	3833	3798	3748	3628	3840	3800	3775	3755	3740	3797
Glaciar 9	3835	3899	3884	3859	3834	3699	3881	3851	3826	3811	3796	3845
Glaciar 10	3748	3862	3827	3787	3737	3567	3804	3764	3739	3714	3694	3731
Glaciar 11	3722	3817	3772	3737	3702	3602	3774	3744	3724	3704	3689	3682
Glaciar 12	3748	3803	3788	3768	3753	3688	3770	3755	3740	3730	3720	3715
Glaciar 13	3786	3822	3812	3797	3782	3727	3809	3794	3784	3774	3769	3780
Glaciar 14	3755	3839	3824	3804	3769	3604	3801	3771	3746	3726	3711	3712
Glaciar 15	3808	3845	3830	3810	3785	3695	3862	3832	3812	3792	3782	3838
Glaciar 16	3852	3886	3866	3856	3841	3786	3893	3868	3853	3838	3828	3853
Glaciar 17	3640	3663	3653	3648	3638	3603	3665	3650	3645	3635	3630	3612
SGLM	3670											
ELAs Escenario 150 kPa												
Glaciar	MALM	AAR					AABR					THAR
		0.5	0.55	0.6	0.65	0.8	1	1.5	2	2.5	3	0.4
Glaciar 1	3414	3462	3442	3417	3397	3317	3464	3439	3419	3404	3394	3397
Glaciar 2	3510	3570	3555	3535	3515	3430	3552	3527	3512	3497	3487	3431
Glaciar 3	3662	3747	3732	3712	3687	3582	3699	3674	3654	3644	3629	3527
Glaciar 4	3660	3724	3709	3689	3664	3559	3706	3676	3661	3646	3631	3594
Glaciar 5	3571	3689	3639	3594	3549	3349	3661	3611	3571	3541	3521	3561
Glaciar 6	3664	3700	3690	3680	3665	3625	3682	3672	3662	3657	3652	3624
Glaciar 7	3646	3681	3666	3651	3636	3591	3678	3663	3653	3643	3638	3609
Glaciar 8	3829	3886	3861	3826	3786	3661	3868	3838	3813	3793	3778	3814
Glaciar 9	3874	3942	3922	3897	3872	3757	3919	3889	3869	3849	3834	3866
Glaciar 10	3801	3909	3879	3839	3794	3644	3856	3821	3791	3771	3751	3755
Glaciar 11	3767	3845	3820	3790	3760	3660	3817	3787	3767	3752	3737	3703
Glaciar 12	3786	3841	3826	3811	3801	3731	3808	3793	3778	3768	3763	3721
Glaciar 13	3823	3856	3846	3836	3826	3776	3843	3828	3818	3813	3808	3801
Glaciar 14	3808	3887	3872	3852	3832	3682	3854	3824	3804	3784	3769	3729
Glaciar 15	3845	3875	3855	3840	3825	3755	3897	3872	3852	3837	3827	3856
Glaciar 16	3891	3925	3910	3895	3880	3830	3932	3907	3892	3882	3872	3881
Glaciar 17	3694	3725	3715	3705	3695	3650	3722	3707	3697	3687	3682	3652
SGLM	3720											

Tabla 8. MALMs (msnm) obtenidas de promediar las ratios de AAR, AABR y THAR de los tres escenarios de reconstrucción por cada cuenca glaciar identificada (elaboración propia).

Con el objetivo de obtener una ELA más cercana a las condiciones paleoglaciares que imperaron en SGLM durante el UMG, a fin de suavizar los errores técnicos que conlleva aplicar cada uno de los métodos empleados en este trabajo, se calculó una ELA media

(MALM: Tabla 8) con todos los rangos y valores obtenidos por: AAR (0.5, 0.55, 0.6, 0.65 y 0.8), AABR (1, 1.5, 2, 2.5 y 3) y THAR (0.4).

El cálculo de la MALM permite realizar comparaciones glaciares de distintos tipos a escala local o regional. De este modo, se comparan las ELAs obtenidas en otras estructuras volcánicas del Centro de México durante la extensión máxima que tuvieron sus masas de hielo (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

El resultado de este procedimiento ofreció una MALM de 3 644 msnm para el SGLM en el escenario de los 50 kPa; 3 670 msnm para los 100 kPa y 3 720 msnm para los 150 kPa. De este modo, la distribución de las ELAs para cada cuenca glaciar sigue el mismo patrón, hacía el SE y SW por debajo de la media y hacía el NE y NW por arriba de esta.

El escenario de los 100 kPa al ser el más propicio para representar las condiciones glaciares que imperaron durante la máxima extensión de los glaciares en el volcán La Malinche, es el valor de MALM de 3 670 msnm para el SGLM el que se toma como referencia para comparar valores de ELAs obtenidas en otras estructuras volcánicas del centro de México (Tabla 9).

Antes de hacer esta comparación se toma en cuenta que la ELA en el centro de México ha evolucionado a partir de eventos paleoclimáticos que generaron la máxima extensión de los glaciares en sus principales montañas, así como su retroceso y desaparición miles de años después (Palacios, *et al.*, 2020) (Tabla 9).

De esta manera, se sabe que durante la Última Máxima Extensión Glaciar en el centro de México (UMG; 26.5-19 Ka), predominaban condiciones frías (entre 6° y 9° más bajas que la actual), pero a su vez más húmedas hacía las costas y secas en la parte central. Provocando que la ELA fuera 1 200-1 500 m más baja que la actual ($4\,970 \pm 90$ msnm, valor de la ELA actual para el centro de México; Vázquez-Selem y Heine, 2011) en estructuras situadas hacía el Golfo y Pacífico, mientras que en la porción central la ELA presentaba una depresión de 1 000 m.

Evolución de la ELA en el centro de México durante la Última Extensión Glaciar		
Evento paleoclimático	Región del Centro de México	ELA (msnm)
UMG (26.5-19 Ka)	Occidental (Océano Pacífico)	3 470 ± 90
	Central (volcán Iztaccíhuatl)	3 900 ± 130
	Oriental (Golfo de México)	3 770 ± 90
HS-1 (17.5-14.6)	Occidental (Océano Pacífico)	3 470 ± 90
	Central (volcán Iztaccíhuatl)	4 040 ± 130
	Oriental (Golfo de México)	3 770 ± 90
B-A (14.6-12.9 Ka)	Occidental (Océano Pacífico)	3 670 ± 90
	Central (volcán Iztaccíhuatl)	4 240 ± 60
	Oriental (Golfo de México)	3 970 ± 90
YD (12.9-11.7)	Occidental (Océano Pacífico)	4 170 ± 90
	Central (volcán Iztaccíhuatl)	4 420 ± 60
	Oriental (Golfo de México)	4 320 ± 90

Tabla 9. Evolución cronológica de la ELA durante el UMG y hasta la deglaciación del Centro de México. Se aprecia el predominio de condiciones más húmedas en zonas cercanas a los océanos y secas hacia el centro, hecho reflejado en los valores de las ELAs (elaborado a partir de Vázquez-Selem y Heine, 2011 y Palacios, *et al.*, 2020)

Estas condiciones paleoclimáticas (condiciones frías y húmedas) perduraron en el centro México durante el HS-1 (17.5-14.6 Ka) hacia el Pacífico y Golfo reflejado en ELAs bajas (1 200-1 500 más bajas que la ELA actual), mientras que al centro las condiciones secas provocaron un pequeño retroceso glaciar reflejado en una ELA 100 m más alta durante el UMG.

Durante el evento B-A (14.6-12.9 Ka) las condiciones paleoclimáticas en el centro de México se tornaron hacia condiciones más cálidas, provocando un importante retroceso glaciar para toda la región, reflejado en un aumento de 200 m para la ELA (parejo hacia el Pacífico, Golfo y Centro) con respecto al periodo HS-1.

La deglaciación del centro de México tuvo un periodo de freno durante el YD (12.9-11.7 Ka), evento que representó el último gran avance glaciar registrado para México con un descenso en la temperatura de entre 4° a 5° menor que la actual, pero a su vez un predominio de condiciones más secas. Esto se reflejó en una ELAs 650-800 m más bajas que las actuales.

A partir de estas correlaciones se interpreta que, el valor de la MALM obtenida para el SGLM corresponde a los distintos gradientes plaeoclimáticos que imperaron a principios del UMG

en el centro de México y que corresponde con la máxima extensión de los glaciares (Tabla 10). Valor que concuerda con la transición climática a lo largo de esta porción del país (occidente, centro y oriente), como una presencia más amplia de humedad hacia el hemisferio oeste proveniente del Océano Pacífico, representado en precipitaciones abundantes y mayor acumulación de nieve (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017) dando origen a amplios glaciares, como en el Tancítaro donde la ELA de estos alcanzó los 3390 ± 70 msnm en el periodo de los 19-14 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

En la porción central por su lejanía con los cuerpos de agua oceánica imperó un clima frío, pero relativamente seco representado por una ELA durante este periodo (17-14.5 Ka) en el Iztaccíhuatl de 4040 ± 130 (Vázquez-Selem y Heine, 2011). Mientras que al oriente del Centro de México, si bien el aporte de humedad fue menor a la del Pacífico se desarrollaron ELAs más bajas que las del centro, como en el Cofre de Perote durante los 20-14 Ka con 3650 ± 40 msnm (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

ELA en volcanes del centro de México durante la Última Máxima Extensión Glaciar (20-14 ka) en el Centro de México	
Volcán	ELA (msnm)
Tancítaro	3390 ± 70
Iztaccíhuatl	4040 ± 130
La Malinche	3670
Cofre de Perote	3650 ± 40

Tabla 10. Comparación de paleo-ELAs durante el UMGL de cuatro estructuras volcánicas, orientadas en distintas direcciones en centro de México, a partir de las cuales se evidencia que las condiciones paleoclimáticas fueron distintas en cada una.

De esta forma, el valor de la MELA obtenida en La Malinche de 3670 msnm se asemeja a las condiciones climáticas del Golfo de México durante el último gran avance glaciar, y tal vez a partir de los datos que se han mostrado y analizado, sea posible comparar las evidencias glaciares de La Malinche con elevaciones cercanas, como el Cofre de Perote o el Pico de Orizaba. De igual forma este valor estaría asociado con el avance MIII reportado con Heine (1994).

A partir de estas correlaciones se valida la veracidad de esta reconstrucción, al aportar datos que complementan la cronología glaciaria ya establecida para el centro de México. De igual forma, dicho método representa una metodología novedosa de fácil acceso y uso para el cálculo de las condiciones paleoclimáticas en cualquier parte del país y el mundo, con este trabajo se sientan las bases para futuros estudios relacionados con la historia glaciaria de las grandes elevaciones en México y como un aporte significativo en este campo.

Conclusiones

Se reconoce la trascendencia del análisis integral desarrollado durante este trabajo, a partir del cual se caracterizaron las principales condiciones geológicas-tectónicas de La Malinche (geología, historia eruptiva y estratigrafía), estas expresan los grandes rasgos de la evolución del volcán, como lo es, la composición de cada una de las estructuras que integran este territorio y su capacidad de resistencia ante los procesos exógenos.

A partir de esto, se afirma que La Malinche se emplaza sobre un sustrato antiguo (Cretácico) y que su edificio actual está constituido por potentes depósitos volcánicos, de reciente formación y distinta temporalidad (46-3 Ka). A estos, se asocian estructuras menores producto de múltiples eventos efusivos y explosivos, los cuales le han otorgado una variedad estratigráfica (depósitos de caída, flujos piroclásticos y coladas de lava) significativa a la zona de estudio.

La información geológica-tectónica fue el punto de partida para el análisis geomorfológico del volcán La Malinche. Inició con el estudio morfométrico del relieve, con dos variables (altimetría e inclinación del terreno), parámetros útiles para establecer las unidades mayores del relieve, con similitudes genéticas y dinámicas. Con este método fue posible visualizar las extensas planicies aluviales, hacia las periferias de la Malinche, donde predominan procesos acumulativos (depósitos fluviales), mientras que, en las laderas altas y bajas del volcán, destaca la dualidad entre los procesos de erosión y acumulación, asociados a numerosos eventos volcánicos (efusivos-explosivos), que les han dado origen a los distintos procesos hace más de 20 Ka. Del mismo modo, fue posible establecer los territorios con influencia periglacial y fluvio-gravitacionales que han estado presentes en los últimos 5 Ka.

El mapa y el análisis geomorfológico, permitió hacer el inventario de formas del relieve y a través de él fue posible explicar la dinámica del territorio de estudio. Una de las principales aportaciones del mapa, para los fines de este trabajo, es la identificación de las antiguas cuencas nivales, que fueron ocupadas por hielo durante el UMG, destacando que la evolución de los glaciares tuvo una íntima relación con la actividad volcánica. La principal evidencia geomorfológica de la afirmación anterior es la falta de valles glaciares en las laderas NE y SE, sector que está ocupado por un amplio escarpe y laderas abruptas que

definen los límites del colapso volcánico, evento que ocurre durante el periodo glacial más intenso registrado en La Malinche, hace más de 20 Ka.

De la interpretación de las áreas que estuvieron ocupadas por antiguos glaciares en La Malinche (mapa geomorfológico) y la paleoreconstrucción de sus extensiones, alturas y volúmenes a partir de un método semiautomatizado (*GlaRe*), se plantearon tres posibles escenarios (mínimo: 50 KPa, modal; 100 KPa y máximo; 150 KPa), en donde se interpreta que aquellos que se ubican sobre las laderas SW, tuvieron un mayor desarrollo en comparación con los del NW. Este hecho se expresa en un incremento de los valores (siendo igual para los tres escenarios) en torno a la longitud, espesor y volumen de las masas de hielo.

Con respecto al cálculo de las paleo-ELAs a partir del método *ELA calculation*, se observó un patrón característico para los tres escenarios. Valores más bajos de la ELA con respecto a la media (3 670 msnm), hacía las laderas SW que al NW. Esto indica, que durante el desarrollo de estas estructuras imperaron condiciones más húmedas, y frías hacía las laderas suroccidentales respecto a las noroccidentales. Lo que probablemente estaría asociado con un aporte de humedad del Golfo de México y en menor medida del Pacífico sur, hacía la porción W-SW de la Malinche.

De la interpretación de los datos obtenidos a partir de la cartografía geomorfológica, la modelación de los antiguos glaciares y el cálculo de sus paleo-ELAs, así como, de correlacionar estos datos con las de otros volcanes del centro de México, con evolución geomorfológica glacial similar, se infiere lo siguiente.

El origen y evolución de los antiguos glaciares identificados en este trabajo se relacionan a un periodo frío que abarcaría de los 20 a los 14 Ka. Evento que sería contemporáneo al Último Máximo Glacial en el centro de México o conocido como UMGL, que sería el mismo detonante del evento glacial en el Iztaccíhuatl (Hueyatlaco-1), y otros similares como el Tancítaro o Cofre de Perote.

De acuerdo con lo anterior, los paleoglaciares identificados podrían corresponder con el evento glacial que Heine (1994) ha catalogado como MII. Aunque cabe destacar que, por los valores de altitud media de los frentes, así como el de las ELAs, estos presentan una diferencia significativa a lo reportado. De igual manera, y con base en la edad del evento MII, no correspondería del todo al lapso de tiempo que se propone para la formación de los glaciares en La Malinche. De tal forma que esta investigación podría traer consigo una

reagrupación de las características morfológicas y temporales a los periodos fríos registrados en el volcán, este sería uno de los principales aportes al conocimiento científico por parte de este trabajo.

Por último, los glaciares en el volcán La Malinche responden a una dinámica paleoclimática regional e incluso global, que afectó a todo el centro de México. Misma que no fue continua a lo largo del territorio mexicano, debido a las características geográficas de este. Por un lado, hacía el W del volcán el aporte de humedad fue mayor, probablemente asociado con los vientos fríos del occidente, que hace más de 20 Ka *bajaron* más al S, que hoy en día. Sumado con las condiciones orográficas de nuestro territorio que no facilitaron la dispersión de la humedad, *atrapada* en las principales elevaciones del poniente, hecho que propició condiciones frías al centro del país, pero menos húmedas, tal y como sucedió en el Iztaccíhuatl. Mientras que, en el Golfo de México, si bien el aporte de humedad oceánica fue significativo para las masas de hielo, su influencia fue menor con respecto al W. De tal manera que se desarrollaron condiciones más húmedas que en el centro del país, pero menos que en occidente.

Por consiguiente, para futuros trabajos glaciares en La Malinche sería conveniente comparar su evolución con estructuras volcánicas cercanas al Golfo de México, como el Cofre de Perote o el Pico de Orizaba, ya que en teoría estuvieron influenciadas por condiciones paleoclimáticas iguales y a su vez distintas, a las que imperaron en el centro o hacía el Océano Pacífico. Esto implicaría una nueva visión en torno a la reconstrucción glaciar de esta región del país.

Bibliografía

- Abrams, M. J., y Siebe, C. (1994). Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63 (3–4), 183–199.
- Bakke, J. y Nesje, A. (2011). Equilibrium-Line Altitude (ELA) BT - Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. In: V. P. Singh; P. Singh y U. K. Haritashya (Eds.) (pp. 268–277). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J. y Gendreau, S. (2000). Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 289 (August), 1321–1325.
- Barker, S.; Diz, P.; Vautravers, M. J.; Pike, J.; Knorr, G.; Hall, I. R., y Broecker, W. S. (2009). Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457 (7233), 1097–1102.
- Barr, I. D.; Lynch, C. M.; Mullan, D.; De Siena, L., y Spagnolo, M. (2018). Volcanic impacts on modern glaciers: A global synthesis. *Earth-Science Reviews*, 182 (April), 186–203.
- Bashenina, N. V. (1977). Composición de cartogramas geomorfológicos. *Escuela Superior. URSS. Moscú.* (en ruso), 374p
- Beeman, J. C.; Gest, L.; Parrenin, F.; Raynaud, D.; Fudge, T. J.; Buizert, C., y Brook, E. J. (2019). Antarctic temperature and CO₂: near-synchrony yet variable phasing during the last deglaciation. *Climate of the Past*, 15, 913–926.
- Benn, D. I.; Owen, L. A.; Osmaston, H. A.; Seltzer, G. O.; Porter, S. C. y Mark, B. (2005). Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138–139. 8–21.
- Benn, D. I. y Hulton, N. R. J. (2010). An Excel??? spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers and Geosciences*, 36 (5). 605–610.
- Bennett, K. D.; Haberle, S. G., y Lumley, S. H. (2000). The Last Glacial – Holocene Transition in Southern Chile. *Science*, 290 (October), 325–329.
- Bennett, M. M., y Glasser, N. F. (Eds.). (2011). *Glacial geology: ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons.

- Boston, C. M.; Lukas, S. y Carr, S. J. (2015). A Younger Dryas plateau icefield in the Monadhliath, Scotland, and implications for regional palaeoclimate. *Quaternary Science Reviews*, 108, 139–162.
- Brown, R. J. y Andrews, G. D. M. (2015). Deposits of Pyroclastic Density Currents. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edit) (pp 631-648). Academic Press.
- Brugman, M.M. y Post, A.. (1981). Effects of volcanism on the glaciers of Mount St. Helens. *U.S. Geological Survey Circular 850-D*.
- Calder, E. S.; Lavallée, Y.; Kendrick, J. E., y Bernstein, M. (2015). Lava dome eruptions. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 343-362). Academic Press.
- Calvo Cabrerizo, Leticia (2015) Riesgos hidro volcánicos en el volcán de Fuego de Colima, Mejioco. *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geografía e Historia, Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física*. Madrid, España. 348 p.
- Capra, L. (2006). Abrupt climatic changes as triggering mechanisms of massive volcanic collapses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155 (3–4), 329–333.
- Capra, L.; Bernal, J. P.; Carrasco-Núñez, G. y Roverato, M. (2013). Climatic fluctuations as a significant contributing factor for volcanic collapses. Evidence from Mexico during the Late Pleistocene. *Global and Planetary Change*, 100 (January), 194–203.
- Capra, L.; Roverato, M.; GropPELLI, G.; Caballero, L.; Sulpizio, R. y Norini, G. (2015). Glacier melting during lava dome growth at Nevado de Toluca volcano (Mexico): Evidences of a major threat before main eruptive phases at ice-caped volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 294, 1–10.
- Carrasco-Núñez, G.; Gómez-Tuena, A. y Lozano V., L. (1997) Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, central Mexico. *Geological Society of America—Map and chart series MCH, 081*, 1-10.
- Carrasco-Núñez, G.; Siebert, D.; Lee, R.; Vázquez-selem, L. y Capra, L. (2010). Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1–4), 209–224.

- Cas, R. A. F., y Wright, J. V. (1987). Volcanic rocks: Modern and ancient: London. *Allen Unwin*, 528.
- Castillo-Rodríguez, Miguel E. (2006). Delimitación de unidades biofísicas en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogénicas. *Tesis de Maestría, Posgrado en Geografía, UNAM*. 160 p.
- Castillo-Rodríguez, M., López-Blanco, J., & Palacios, D. (2007). Multivariate analysis of the location of rock glaciers and the environmental implications in a tropical volcano: La Malinche (Central Mexico). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 51 (2), 39-54.
- Castro-Govea, Renato. (1999). Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche. *Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM*. 129 p.
- Castro-Govea, Renato. (2007). Historia eruptiva del volcán La Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior. *Tesis de doctorado. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM*. 167 p.
- Castro-Govea, R., y Siebe, C. (2004). Structure and texture of the Late Pleistocene “Upper Pilares Flow” of La Malinche Volcano, Mexico—implications for pyroclastic flow emplacement. In *Neogene–Quaternary Continental Margin Volcanism—Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, Mexico* (p. 10).
- Castro-Govea, R. y Siebe, C. (2007) “Late Pleistocene-Holocene stratigraphic and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central México”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162. 20-42.
- Chen, T.; Robinson, L. F.; Burke, A.; Southon, J.; Spooner, P.; Morris, P. J., y Ng, H. C. (2015). Synchronous centennial abrupt events in the ocean and atmosphere during the last deglaciation. *Science*, 349 (6255), 1537–1542.
- Cioni, R.; Pistolesi, M., y Rosi, M. (2015). Plinian and subplinian eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 519-535). Academic Press.
- Clapperton, C. M. (1983). The glaciation of the andes. *Quaternary Science Reviews*, 2. 83–155.
- Clapperton, C. M. (1983). the glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, 2, 83–155.

- Clark, P. U.; Dyke, A. S.; Shakun, J. D.; Carlson, A. E.; Clark, J.; Wohlfarth, B. y McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325 (August). 710–715.
- Delgado, G. H.; Miranda, P. J.; Núñez, G. C.; Alzate, B. P.; Mothes, P.; Roa, H. M. y Ramos, J. C. (2015). Hazards at Ice-Clad Volcanoes: Phenomena, Processes, and Examples From Mexico, Colombia, Ecuador, and Chile. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters* (pp. 607–646). Elsevier.
- De Cserna, Z.; de la Fuente-Duch, M.; Palacios-Nieto, M.; Triay, L.; Mitre-Salazar, L.M. y Mota-Palomino, R. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, D.F., *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 104*, 71 p.
- Dyke, A. S.; Andrews, J. T.; Clark, P. U.; England, J. H.; Miller, G. H.; Shaw, J., y Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 9–31.
- Edwards, B. R.; Gudmundsson, M. T., y Russell, J. K. (2015). Glaciovolcanism. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 377-393). Academic Press.
- Erffa, A.; Hilger, W.; Knoblich, K. y Weyl, R., (1976). Geología de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos. *Comunicaciones*, 13. 99-106.
- Fernández-Fernández, J. (2015). Aplicaciones de los sistemas de información geográfica en la reconstrucción paleoglaciaria: el caso de la Sierra Segundera (Zamora, España). *Geofocus*, 1. 87–118.
- Fernández-Fernández, J. M., y Andrés, N. (2018). Methodological Proposal for the Analysis of the Evolution of Glaciers Since the Little Ice Age and Its Application in the Tröllaskagi Peninsula (Northern Iceland). *Cuadernos de Investigación Geográfica Geographical Research Letters N°*, 44(1), 69–97.
- Ferrari, Luca; Orozco-Esquivel, Teresa; Manea, Vlad y Manea, Marina (2012) “The dynamic history of the Trans-Mexican Volcano Belt and the Mexico subduction zone”. *Tectonophysics*, Vol. 522-523. 122-149.
- Fiedel, S. J. (2011). The mysterious onset of the Younger Dryas. *Quaternary International*, 242(2), 262-266.

- Franco-Ramos, O.; Stoffel, M. y Vázquez-Selem, L. (2016). Tree-ring based record of intra-eruptive lahar activity: Axaltzintle valley, Malinche volcano, Mexico. *Geochronometria*, 43 (1), 74-83.
- Furbish, D. J. y Andrews, J. T. (1984). The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30 (link 2), 199–211.
- García-Palomo, A.; Macías, J.L.; Tolson, G.; Valdez, G. y Mora, J.C., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, 41-2, 133-150.
- Glazner, A. F.; Manley, C. R.; Marron, J. S. y Rojstaczer, S. (1999). Fire or ice: Anticorrelation of volcanism and glaciation in California over the past 800,000 years. *Geophysical Research Letters*, 26 (12), 1759–1762.
- Gómez-Tuena, A. y Carrasco-Núñez, G. (2000). Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- Granados, H. D., Miranda, P. J., Núñez, G. C., Alzate, B. P., Mothes, P., Roa, H. M., ... & Ramos, J. C. (2015). Hazards at ice-clad volcanoes: phenomena, processes, and examples from Mexico, Colombia, Ecuador, and Chile. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters* (pp. 607-646). Academic Press.
- Heine, K. (1971). Fechas ^{14}C de los sedimentos del volcán La Malinche. *Universidad Nacional Autónoma de México, Anuario de Geografía*, Vol. 11.177–184.
- Heine, K. (1972). Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el volcán de la Malinche y Región Circunvecina. *Comunicaciones 5. Fundación para la Investigación Científica, México*, 3-10.
- Heine, K. (1973). Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México: Deducciones indirectas de observaciones geomorfológicas. *Comunicaciones 7. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México*. 51-58.

- Heine, K. (1975). *Studien zur jünquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane. Mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung*. Das Mexiko Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft Vol. VII, Franz Steiner, Wiesbaden, 178 p.
- Heine, K. (1988). Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanos. *Die Geowissenschaften* 6 (7). 197-205.
- Heine, K. (1994). The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 112. 113-123.
- Heine, K. y Heide-Weise, H. (1973). Secuencias de erupciones en el volcán de La Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40,000 años. *Comunicaciones* 7. *Fundación Alemana para la Investigación Científica, México*. 7-10.
- Heiken, G. (1971). Tuff rings: Examples from the Fort Rocks-Christmas Lake Valley basin, south-central Oregon. *J. Geophys. Res.* v. 76, 5615-5626.
- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*, 29 (2), 142–152.
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42 (1).
- Hilger, W. (1973). Observaciones respecto a la geología de la región de Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones* 7. *Fundación Alemana para la Investigación Científica, México*. 3-6.
- Hoskuldsson, A. y Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Volcanology*, 1, 571–587.
- Hubbard, A. L. (1997). Modelling climate, topography and palaeoglacier fluctuations in the Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 22, 79–92.
- Hughes, P. D.; Gibbard, P. L., y Ehlers, J. (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle: Evaluating the concept of a global “Last Glacial Maximum” (LGM). *Earth-Science Reviews*, 125, 171–198.
- Jaupart, C. y Allegre, C.J. (1991). Gas content, eruption rate and instabilities of eruption

regime in silic volcanoes. *Earth Planet, Sci Lett.*, v. 102. 413-429.

Jomelli, V.; Favier, V.; Rabatel, A.; Brunstein, D.; Hoffmann, G. y Francou, B. (2009). Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281 (3–4).

Kaser, G. (1999). A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*, 22. 93–103.

Kaser, G. y Osmaston, H. (2002). *Tropical glaciers*. Cambridge University Press.

Keigwin, L. D. y Lehman, S. J. (1994). Deep circulation change linked to HEINRICH event 1 and Younger Dryas in a middepth North Atlantic core. *Paleoceanographic Currents*, 9 (2). 185–194.

Krimmel, R. M.; Williams, R. S. y Ferrigno, J. G. (2002). Glaciers of the conterminous United States. *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: North America: US Geological Survey Professional Paper*, J329–J381.

Lachniet, M. S., y Vazquez-Selem, L. (2005). Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, 138–139. 129–144.

Lachniet, M. S.; Asmerom, Y.; Pablo, J.; Polyak, V. J., y Vazquez-selem, L. (2013). Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(23), 0–5.

León, G.; Ni, J. F.; Grand, S. P.; Sandvol, E.; Valenzuela, W.; Guzm, M. y Dom, T. (2009). Mantle flow in the Rivera – Cocos subduction zone. *Geophysical Journal International*, 179 (2), 1004–1012.

Lermo, J. y Bernal I. (2006). Zonificación sísmica del Estado de Tlaxcala. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 215-221.

Liu, Z.; Otto-Bliesner, B. L.; He, F.; Brady, E. C.; Tomas, R.; Clark, P. U. y Cheng, J. (2009). Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for bolling-allerod warming. *Science*, 325 (5938). 310–314.

Lorenzo, J. L. (1961). Notas sobre geología glacial del Nevado de Colima. *Boletín Del*

Instituto de Geología, 61. 77–92.

- López-Ramos, E. (1979). Carta geológica de los estados de Puebla y Tlaxcala, 1: 500,000: México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, serie Cartas Geológicas Estatales.*
- Lugo, J. (1988). Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos). *Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México.* 128 p.
- Lugo, J. (1990). El relieve de la República mexicana. *Instituto de Geología, Boletín, No. 9.* 82-111.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 3* (January). 379–424.
- Maclennan, J.; Jull, M.; McKenzie, D.; Slater, L., y Grönvold, K. (2002). The link between volcanism and deglaciation in iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 3*(11), 1–25.
- Magnússon, E.; Gudmundsson, M. T.; Roberts, M. J.; Sigurðsson, G.; Höskuldsson, F. y Oddsson, B. (2012). Ice-volcano interactions during the 2010 Eyjafjallajökull eruption , as revealed by airborne imaging radar. *Journal of Geophysical, 117.* 1–17.
- Manea, V. C.; Manea, M., y Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics, 609,* 56–81.
- Mazzarini, F.; Ferrari, L. y Isola, Ilaria. (2010) Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican volcanic Belt. *Tectonophysics 486.* 55-64.
- McManus, J. F.; Francois, R.; Gherardi, J.-M.; Keigwin, L. D., y Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature, 428*(6985), 834–837.
- Meierding, T. C. (1982). Late Pleistocene Glacial Equilibrium-Line Front Range: A Comparison Altitudes in the Colorado of Methods. *Quaternary Research, 310,* 289–310.

- Mooser, F.; Montiel, A. y Zúñiga, A. (1996). "Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos". *México: Comisión Federal de Electricidad (CFE)*. 55-70.
- Mullineaux, D. y Crandell, D. R. (1962). Recent Lahars from Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 73(July). 855–870.
- Muñoz-Salinas, E.; Manea, V. C.; Palacios, D. y Castillo-Rodriguez, M. (2007). Estimation of lahar flow velocity on Popocatépetl volcano (Mexico). *Geomorphology*, 92 (1–2). 91–99.
- Muschitiello, F.; Andrea, W. J. D.; Schmittner, A.; Heaton, T. J.; Balascio, N. L.; Caffee, M. W. y Dokken, T. M. (2019). Deep-water circulation changes lead North Atlantic climate during deglaciation. *Nature Communications*, 10(2019), 1–10.
- Napieralski, J.; Li, Y. y Harbor, J. (2006). Comparing predicted and observed spatial boundaries of geologic phenomena: Automated Proximity and Conformity Analysis applied to ice sheet reconstructions. *Computers & Geosciences*, 32, 124–134.
- Nowell, D. A. G.; Jones, M. C. y Pyle, D. M. (2006). Episodic Quaternary volcanism in France and Germany. *Journal of Quaternary Science*, 21(6). 645–675.
- Nye, J. (1952a). A Methods of Calculating the Thickness of the Ice-Sheets. *Nature*, 169 (4300). 529–530.
- Nye, J. F. (1952b). The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, 2 (January). 82–93.
- Nye, J. F. (1965). The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. *J. Glaciol.*, 5. 661–690.
- Nixon, G.T. (1989). The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *The Geological Society of America, Special Paper* 219, 58 p.
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area × Altitude, the Area × Altitude Balance Ratio and the Area × Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138–139. 22–31.
- Ownby, S.; Delgado, H.; Lange, R. A. y Hall, C. M. (2007). Volcán Tancítaro , Michoacán ,

- Mexico , 40 Ar / 39 Ar constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161. 1–14.
- Palacios, D.; Stokes, C. R.; Phillips, F. M.; Clague, J. J.; Alcalá-Reygosa, J.; Andrés, N., y Dahms, D. (2020). The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews*, 203, 103113.
- Pedro, J. B.; Bostock, H. C.; Bitz, C. M.; He, F.; Vandergoes, M. J.; Steig, E. J. y Cortese, G. (2015). The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, 9 (November), 51–55.
- Pellitero, R.; Rea, B. R.; Spagnolo, M.; Bakke, J.; Hughes, P.; Ivy-Ochs, S. y Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers and Geosciences*, 82. 55–62.
- Pellitero, R.; Rea, B. R.; Spagnolo, M.; Bakke, J.; Ivy-Ochs, S.; Frew, C. R. y Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences*. 94. 77–85.
- Ponce Rojas, Salvador. (2018). Estudio dendrogeomorfológico en la barranca Axal, volcán La Malinche. *Tesis de Licenciatura. Colegio de Geografía, UNAM*. 137 p.
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B. y Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records : re fi ning and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28.
- Renssen, H.; Mairesse, A.; Goosse, H.; Mathiot, P.; Heiri, O.; Roche, D. M. y Valdes, P. J. (2015). Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 8 (October), 946–949.
- Roobol, M.J. y Smith, A.L. (1976). Mount Pelée, Martinique: a pattern of alternating eruptive styles. *Geology*, v. 4. 521-524.
- Rosen, J. L.; Brook, E. J.; Severinghaus, J. P.; Blunier, T.; Mitchell, L. E.; Lee, J. E. y Gkinis, V. (2014). climate changes at the Bølling transition. *Nature Geoscience*, 7 (June). 459–464.

- Rowley, P.D.; Kuntz, M.A. y MacLeod, N.S. (1981). Pyroclastic-flow deposits. En P.W. Lipman y D.R. Mullineaux, eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1250*, 487-512.
- Sánchez García, Kevin R. (2018). Cartografía geomorfológica del volcán de Iztaccíhuatl, México. *Tesis Licenciatura. Colegio de Geografía, UNAM*. 176 p.
- Schenk, F.; Väliranta, M.; Muschitiello, F.; Tarasov, L.; Heikkilä, M.; Björck, S. y Wohlfarth, B. (2018). Warm summers during the Younger Dryas cold reversal. *Nature Communications, 9* (1634).
- Schilling, D. y Hollin, J. (1981) Numerical reconstrucción of valley glaciers and small ice caps. In: Denton, G. y T. Hughes (ed). *The Last Great Ice Age. Ed. Wiley. New York*. 207-220.
- Schilling, S. P.; Carrara, P. E.; Thompson, R. A. y Iwatsubo, E. Y. (2004). Posteruption glacier development within the crater of Mount St. Helens, Washington, USA. *Quaternary Research, 61* (3). 325–329.
- Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J. J. (2004). El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica, 30*. 7–34.
- Simonov, Y. (1985). Análisis morfométrico. *Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso)*. 30 p.
- Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H. (1981). Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science, v.17*. 1-29.
- Steffensen, J. P.; Andersen, K. K.; Bigler, M.; Clausen, H. B.; Dahl-jensen, D.; Fischer, H. y White, J. W. C. (2008). High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years. *Science, 6896* (August), 680–684.
- Stokes, C. R. (2017). Deglaciation of the laurentide ice sheet from. *Cuadernos de Investigación Geográfica, 43*(2), 377–428.
- Stelkov, S.A. y Yakushova, A.F. (1975). Cartografía geomorfológica. *Universidad Estatal de Moscú. URSS, Moscú. (en ruso)*, 262p.

- Tanarro, G. L. M.; Zamorano, O. J. J. y Palacios, E. D. (2004). Control de la deglaciación del volcán Popocatepetl (México) por fotogrametría como aplicación a la prevención de lahares Control on Popocatepetl volcano (Mexico) deglaciation using photogrammetry as an application to lahar prevention. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 99 (1-4). 105–117.
- Thiagarajan, N.; Subhas, A. V.; Southon, J. R.; Eiler, J. M. y Adkins, J. F. (2014). Circulation changes in the deep ocean. *Nature*, 511(7507). 75–78.
- Thouret, J. C.; Ramirez, J. C.; Gibert-Malengreau, B.; Vargas, C. A.; Naranjo, J. L.; Vandemeulebrouck, J. y Funk, M. (2007). Volcano-glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study. *Annals of Glaciology*, 45. 115–127.
- Van der Veen, C.J. (1999). *Fundamentals of Glacier Dynamics*, Rotterdam, Balkema. 462 p.
- Vázquez-Selem, L. (1997). Late quaternary glaciations of téyotl volcano, Central México. *Quaternary International*, 43 (97), 67–73.
- Vázquez-Selem, L. (2000). Glacial Chronology of Iztaccíhuatl Volcano, central México. A Record of Environmental Change on the Border of the Tropics. *Unpublished Ph.D. Thesis, Arizona State University*, 257p.
- Vázquez-Selem, L. y Heine, K. (2011). Late Quaternary Glaciation in Mexico. *Developments in Quaternary Science*, 15, 849–861.
- Vázquez-Selem, L. y Lachniet, M. S. (2017). The deglaciation of the mountains of Mexico and Central America. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 43(2), 553.
- Wallace, S. B.; George H., D.; R. Lawrence, E.; Hai, C.; Richard B., A. y Aaron E., P. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29. 1078–1081.
- Walker, G.P.L. (1980). The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, V. 17, 65-88.
- Watt, S. F. L.; Pyle, D. M., y Mather, T. A. (2013). The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-*

Science Reviews, 122, 77–102.

Weaver, A. J.; Saenko, O. A.; Clark, P. U. y Mitrovica, J. X. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science*, 299 (5613), 1709–1713.

Weber, M. E.; Clark, P. U.; Kuhn, G.; Timmermann, A.; Spreng, D.; Gladstone, R. y Friedrich, T. (2014). Millennial-scale variability in Antarctic ice-sheet discharge during the last deglaciation. *Nature*, 510(7503), 134-138.

White, S. E. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 5(C). 201–205.

White, S. E. y Valastro, S. (1984). Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco , Central Mexico , and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence. *Quaternary Research*, 35. 21–35.

White, S.E.; Reyes-Cortés, M.; Ortega Ramírez, J. y Valastro, S. (1990). El Ajusco: Geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno superior y comparación con las series glaciales mexicanas y las de las Montañas Rocallosas. *Colección Científica, Serie Arqueología. INAH, México, D.F.* 77 p.

Williams, H. y McBirney. A.R. (1979). *Volcanology*. San Francisco, Freeman. Cooper & Co., 397 p.

Wohletz, K.H. (1983). Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 17, 31-63.

Yu, Z. y Eicher, U. (2009). Three Amphi-Atlantic Century-Scale Cold Events During the Bølling-Allerød. *Géographie Physique Et Quaternary*, 55(August), 171–179.

Zamorano, J. J., y Quijada, I. (2016). El relieve de la cuenca de México. *La Ciudad de México En El Siglo XXI: Realidades y Retos*.

Anexo 1

