



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA
SISTEMA UNIVERSIDAD ABIERTA Y EDUCACIÓN A DISTANCIA

**CARACTERIZACIÓN DE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL VOLCÁN
CITLALTÉPETL MEDIANTE CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA Y
DATACIÓN DE MORRENAS CON EL ISÓTOPO COSMOGÉNICO TERRESTRE
³⁶Cl.**

TESIS

QUE PARA OBTENER POR EL GRADO DE LICENCIADA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

ANA BEATRIZ BONILLA MARTÍNEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. LORENZO VAZQUEZ SELEM

CIUDAD UNIVERSITARIA

CDMX 2023



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.

Para Raphaël Diguët

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Jesús Alcalá Reygosa, mi asesor, por su tiempo y esfuerzo dedicado a esta tesis. Le estoy eternamente agradecida

También ofrezco un especial agradecimiento al Dr. Lorenzo Vázquez Selem quien por temas administrativos asumió la tutoría de esta tesis. Gracias por su apoyo.

A cada uno de mis sinodales: Dra. María de Lourdes Rodríguez Gamiño, Dr. David Maximiliano Zermeño Díaz y al Mtro. Miguel Ángel Flores Espinosa; gracias a cada uno de ustedes por tomarse el tiempo de leer mi tesis y por sus comentarios que me motivaron.

Agradezco a cada uno de los profesores que se cruzaron en mi camino en estos años, gracias por sus enseñanzas.

A todos mis compañeros, por todos los días que convivimos, doy gracias.

A Margarita Almanza y Federico Mooser(†) por todas un enseñanzas, platicas, comidas juntos, siempre estaré agradecida con la vida por tener la oportunidad de colaborar con ustedes.

Para Beatriz, siendo tú mi fuente de inspiración, quien me enseña día a día lo que significa el amor incondicional. Para mi Leonel, a quien amo tanto desde el día que llego a mi vida. Para Mario, sinónimo de fuerza y amor. Para Ludo, gracias por todo.

Índice

Introducción	i
Capítulo 1. Marco Teórico Conceptual	1
1.1 Los glaciares y sus formas de modelado.....	1
1.1.1 Definición y características generales de los glaciares.....	1
1.1.2 El movimiento de los glaciares	2
1.1.3 Balance de masa de los glaciares	3
1.1.4. Tipos de Glaciares.....	5
1.1.4.1 Glaciares regionales o inlandsis.....	6
1.1.4.2. Glaciares locales o glaciares de montaña.....	7
1.1.5. Erosión glaciár. La acción erosiva de los glaciares	8
1.1.6. Formas de erosión glaciár.	10
1.1.6.1. Rocas aborregadas.....	10
1.1.6.2. Umbrales.....	11
1.1.6.3 Cubetas de sobreexcavación	11
1.1.6.4 Circos glaciares	11
1.1.6.5 Artesas glaciares	15
1.1.7. Transporte y sedimentación glaciár	17
1.1.7.1. Distribución de la carga morrénica.....	17
1.1.7.2. Formas de acumulación glaciár.....	19
1.1.7.3. Erosión y sedimentación fluvioglaciár	21
1.2 La Pequeña Edad del Hielo.....	23
1.2.1 Características generales de la PEH.....	23
1.2.1.1 Dataciones mediante isótopos cosmogénicos.....	26
1.2.2 La Pequeña Edad del Hielo en México	27
1.2.2.1 Dendrocronología	27
1.2.2.2. Análisis de espeleotemas	28
1.2.2.3. Paleolimnología	29
1.2.2.4 Fuentes documentales	31
1.2.2.5. Glaciología y Geomorfología glaciár.	33
1.2.3 Factores de la PEH	34
1.2.3.1 Mínimos de Maunder y de Dalton.....	35
1.2.3.2 Retroalimentación océano-criosfera.....	39
1.2.3.3 Actividad volcánica	43

Capítulo 2 . Aspectos físico-geográficos del volcán Citlaltépetl	46
2.1 Localización	46
2.2 El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)	47
2.3 Origen y evolución volcánica del Citlaltépetl	49
2.4 Evolución glaciár del Citlaltépetl	53
2.5 Clima	55
2.6 Edafología	57
2.7 Vegetación	58
2.8 Hidrología	59
Capítulo 3. Metodología	61
3.1 Revisión Bibliográfica	62
3.2 Cartografía geomorfológica.....	63
3.3 Datación mediante el isótopo cosmogénico producido in situ ³⁶ Cl	64
3.3.1. Selección del área de muestreo	66
3.3.2. Extracción de las muestras	67
3.3.3. Tratamiento de las muestras en el laboratorio.....	69
3.3.4. Cálculo de las edades de exposición del isótopo cosmogénico ³⁶ Cl	71
Capítulo 4. Resultados	74
4.1 Mapa Geomorfológico	74
4.1.1 Morrenas terminales (MT)	74
4.1.2 Morrenas laterales (ML).....	76
4.1.3 Morrenas de recesión (MR)	77
4. 2 Superficie glaciár durante la PEH	79
4.3 Datación con el isótopo cosmogénico ³⁶ Cl producido in situ.....	80
4.4. Consideraciones finales	82
5. Conclusiones	84
ANEXO	86
Referencias.....	89

***Caracterización de la Pequeña Edad del Hielo en el volcán Citlaltépetl
mediante cartografía geomorfológica y datación de morrenas con el isótopo
cosmogénico terrestre ³⁶Cl.***

Introducción

El estudio del clima pasado y el cambio climático actual desde una perspectiva geográfica generan información valiosa que puede ser aplicada en diversas áreas del conocimiento como la organización espacial de las actividades humanas y su influencia en el paisaje cultural, la conservación ambiental bajo las políticas del cambio climático, la evaluación de la vulnerabilidad y adaptación de la población al cambio climático, el impacto de la variabilidad climática en la biodiversidad, etc. (Gómez Mendoza, 2017). Dentro de la gran variedad de estudios geográficos enfocados a la variabilidad climática destacan los datos provenientes de la Geografía Física, en concreto, desde la Geomorfología Glaciar.

La Geografía Física es una rama geográfica que estudia el medio físico y su interrelación con el hombre. El estudio de dichas relaciones es indispensable para la generación de conocimientos básicos y aplicados para la organización, gestión y planeación de las actividades humanas en sintonía con el medio ambiente. Una de sus líneas de investigación es la Geomorfología (IG, 2020). La Geomorfología, que deriva de las raíces griegas geo (Tierra), morphos (forma) y logos (tratado), es la ciencia que estudia las formas del relieve terrestre (Gutiérrez Elorza, 2008). Hubp (2015) define a la Geomorfología como la ciencia geológico-geográfica que estudia las formas de la superficie terrestre incluyendo a aquellas que están cubiertas por cuerpos de agua y glaciares; por tanto, el estudio geomorfológico incluye la descripción de la génesis, estructura, desarrollo, dinámica y diagnóstico a futuro del relieve. La base científica de la Geomorfología se apoya en la concepción del universo como un todo definido por tres elementos: materia, tiempo y espacio, donde el tiempo es la medida de los cambios de la materia y el espacio la extensión de todas sus formas (Lugo Hubp, 1982).

A partir de 1960, la Geomorfología evolucionó como una disciplina de gran aplicación desarrollándose subdivisiones novedosas como la Geomorfología Climática, término acuñado por E. de Martonne en 1913. Entre los trabajos más relevantes dentro de esta línea destacan los de Cholley (1950), Birot (1952), Tricart (1952) Tricart y Cailleux (1956, 1965), y Büdel (1968) ya que sientan los principios para explicar el origen y la evolución de las formas del relieve a partir de las condiciones climáticas antiguas y actuales (Lugo Hubp, 1982).

La Geomorfología Climática es el estudio de las formas de relieve creadas por el clima pasado y presente que controla todos los procesos dinámicos y tiene prioridad sobre todos los componentes estructurales. Tricart y Cailleux (1965) sugirieron que la resistencia de las rocas difiere según el clima de tal modo que los procesos morfogenéticos y las formas resultantes son distintas para una misma litología en función de las condiciones ambientales. En este sentido, Büdel (1968) menciona que el clima determina la manera en que los procesos exógenos modelan el relieve y cada zona climática tiene sus propios procesos morfogenéticos (Gutiérrez Elorza, 2008).

Al transcurrir el tiempo, el relieve evoluciona debido a cambios en el clima de tal forma que las morfologías asociadas a condiciones ambientales del pasado se convierten en relictos que coexisten con nuevas geoformas adaptadas al nuevo clima. Hacia la mitad del siglo XX surge el interés por estudiar y cuantificar los procesos morfoclimáticos de las diferentes zonas de la Tierra, lo que propició la emergencia de crear diversas subdivisiones enfocadas al estudio y clasificación del relieve de diversas zonas morfoclimáticas (Gutiérrez Elorza, 2008).

Dentro de las subdivisiones de la Geomorfología Climática se encuentra la Geomorfología glacial, que se encarga del estudio de las formas del relieve originadas por la erosión y acumulación que ocasionan los glaciares (Lugo Hubp, 2015). La Geomorfología glacial tuvo su primer impulso con el trabajo de Agassiz titulado “Estudios sobre los glaciares” publicado en 1840. Posteriormente, en la primera mitad del siglo XX, las investigaciones se centraron en el reconocimiento de las formas y depósitos asociados con los glaciares y en determinar el origen de

las formas erosivas y deposicionales en las zonas que estuvieron ocupadas por paleoglaciares. En la segunda mitad del siglo XX, se produjeron avances en los estudios del comportamiento del hielo, los procesos y formas de erosión y sedimentación glaciar, los ambientes fluvioglaciares y la glaciotecciónica. Asimismo, se redactaron libros y tratados de Geomorfología Glaciar general como los de Embleton y King (1975), Menzies (1995, 1996) y los de Benn y Evans (1998) (Gutiérrez Elorza, 2008).

Los glaciares son indicadores sensibles de las variaciones climáticas. A partir de esta premisa, el estudio de la dinámica de los glaciares en el pasado representa un medio poderoso para reconstruir la variabilidad paleoclimática terrestre y establecer escenarios climáticos futuros, especialmente cuando el calentamiento global natural y antropogénico que está experimentando la Tierra es el centro de atención de las agendas políticas a nivel mundial y es un tema del cual casi toda la población está al pendiente. Así, la forma tradicional de conocer cómo han evolucionado las masas de hielo en el tiempo se basa en el estudio de las morrenas que son depósitos de origen glaciar. Por tanto, el análisis de la distribución de las morrenas mediante una cartografía geomorfológica detallada y su datación permite determinar con fiabilidad tanto la extensión del hielo como el marco temporal del avance glaciar.

En las altas montañas de México, como el volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba ($19^{\circ}04'N-97^{\circ}15'W$; 5,675 msnm), existen evidencias de avances glaciares (morrenas) relacionadas con el último periodo frío significativo conocido como la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Sin embargo, no se cuenta ni con una cartografía ni con fechamientos de estos depósitos los cuales resultan esenciales para una caracterización detallada de dicho evento frío.

En lo referente a los fechamientos, la metodología idónea es la datación mediante isótopos cosmogénicos producidos *in situ*, ya que su uso ha dado resultados precisos y fiables en otras áreas de montaña. Es destacable que, hasta hace pocos años, los isótopos cosmogénicos tenían limitaciones a la hora de ser aplicados en geoformas tan jóvenes como las morrenas de la PEH, pero avances recientes han solventado este problema. El presente trabajo permitirá poner a prueba su validez

y eficacia en rocas volcánicas como las que conforman las morrenas de la PEH del Pico de Orizaba. Además, esta experiencia puede ser positiva para desarrollar investigaciones similares en otros volcanes con registros glaciares de la PEH como el Iztaccíhuatl. Por último, los datos obtenidos se podrán comparar con los de otros registros proxy (sedimentos lacustres, espeleotemas, etc.), para profundizar en el conocimiento de dicho evento frío y la dinámica posterior del clima.

Problema de Investigación

La ausencia de dataciones directas en los depósitos glaciares del Pico de Orizaba relacionados a priori con la PEH impide determinar de forma fehaciente la edad de la PEH en las altas montañas de México y si concuerda con otras áreas de montaña tropicales, templadas y polares. Además, esta limitación de conocimiento no permite identificar con precisión cuales son las causas que regulan el avance o retroceso de los glaciares, los cambios en la dinámica atmosférica desde la PEH, así como los mecanismos actuales del calentamiento del clima.

Pregunta de Investigación

¿La Pequeña Edad del Hielo se produjo en el Pico de Orizaba entre 1450 y 1850 en sintonía con el resto del planeta?

Objetivo General

- Caracterizar la Pequeña Edad del Hielo en el Pico de Orizaba mediante el estudio de los depósitos glaciares asociados con dicho evento frío para la mejora del conocimiento de la evolución reciente de la criosfera y el clima de las altas montañas de México.

Objetivos Específicos

- Realizar una cartografía geomorfológica detallada del complejo morrénico asociado con la PEH en el Pico de Orizaba mediante un Sistema de Información Geográfica para la delimitación de la máxima extensión del glaciar durante ese evento frío.

- Determinar la edad del complejo morrénico relacionado con la PEH en el Pico de Orizaba por medio del isótopo cosmogénico ^{36}Cl producido *in situ* para el desarrollo de una reconstrucción más precisa de la dinámica glacial desde entonces.
- Comparar los resultados obtenidos en el Pico de Orizaba sobre la PEH con estudios similares en otras montañas del planeta mediante análisis bibliográfico para el establecimiento de patrones de comportamiento de los glaciares y la deducción de causas climáticas.

Estructura de la investigación

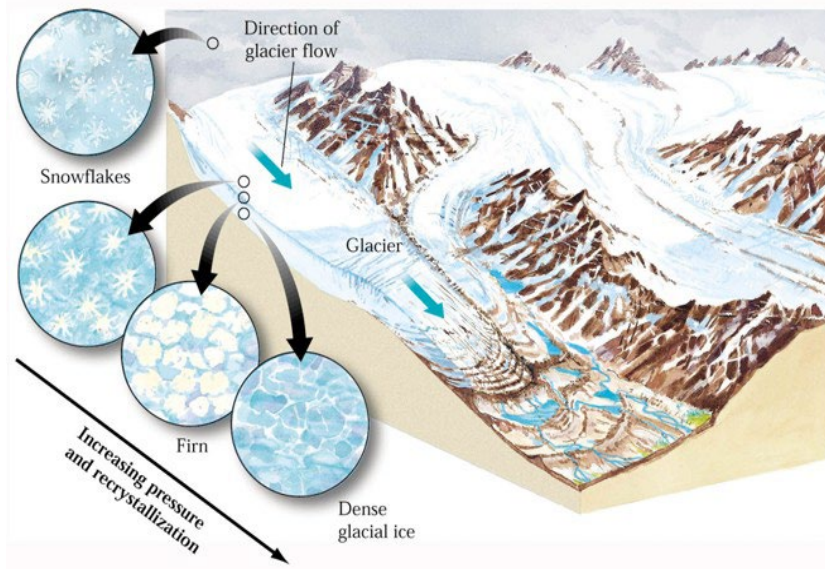
Este trabajo de investigación se divide en cuatro capítulos. En el primero se encuentra la introducción al tema, el planteamiento del problema y el objetivo general y específicos, asimismo, se incluye el marco teórico conceptual sobre los glaciares y la PEH. El segundo capítulo contiene la caracterización física del área de estudio a nivel regional y local con especial énfasis en la caracterización climática y geomorfológica del área de estudio. En el tercer capítulo se expone la metodología de datación empleada en este trabajo de investigación. Por último, en el capítulo cuatro se presenta el análisis de los resultados. Cabe mencionar que por cuestiones personales no pude asistir a los trabajos de campo en los que se recolectaron las muestras de roca de las morrenas del Pico de Orizaba para su fechamiento con el isótopo ^{36}Cl . No obstante, si acudí a otros trabajos de campo en los que se tomaron muestras de roca con el fin de fechar relieves volcánicos con ese mismo método, lo que me permitió entender todo el procedimiento que es necesario para su aplicación.

Capítulo 1. Marco Teórico Conceptual

1.1 Los glaciares y sus formas de modelado.

1.1.1 Definición y características generales de los glaciares.

Un glaciar es una corriente de hielo que se desplaza pendiente abajo por efecto de la gravedad. Su existencia está ligada a ambientes fríos (altas latitudes y elevadas altitudes), con una elevada precipitación nival y unas condiciones topográficas favorables que permitan la acumulación de la nieve y su transformación en hielo (diagénesis). A lo anterior se añade que los glaciares se encuentran en cierta medida canalizados, con una función de evacuación de los excedentes hídricos y de partículas sólidas producidas y movilizadas por la masa de hielo. Tanto Lugo Hubp (2015) como Muñoz Jiménez (2000) mencionan que una de las características más relevantes de los glaciares es su movilidad. Esta característica se atribuye a la densidad que los glaciares pueden alcanzar durante el proceso de diagénesis (Fig.



1) (NSIDC, 2020), y la pendiente donde se emplaza el glaciar que establece el potencial gravitacional (Huggett, 2007).

Figura 1. La diagénesis comienza con la acumulación de copos de nieve. Conforme se acumulan más capas de nieve, los cristales cambian su estructura por compactación liberando el aire que había entre ellos. Esta nieve se denomina neviza. A medida que se agregan capas de neviza, aumenta la presión en los niveles inferiores, propiciando una mayor compactación cerca del lecho rocoso. De esta manera, se forma una masa sólida de cristales de hielo ensamblados con una densidad considerable que posteriormente desciende a contrapendiente por efecto de la gravedad. Fuente: (Padilla y Miaoulis, 2005).

1.1.2 El movimiento de los glaciares

El desplazamiento de los glaciares por acción de la gravedad se caracteriza por ser un flujo lento y continuo con una velocidad de avance del orden de decenas de metros al año, en función de las condiciones termovométricas. El movimiento glaciar se caracteriza por presentar una mayor velocidad de desplazamiento en el centro del flujo que cerca de la base y paredes laterales debido al efecto de fricción de la masa de hielo contra el roquedo (eg., Huggett, 2007). La movilidad glaciar implica la transferencia continua de detritos desde la zona de acumulación hacia la zona de ablación mediante dos procesos, la *deformación interna* y el *deslizamiento basal* (eg., Gutiérrez Elorza, 2008).

La *deformación interna*, también denominado flujo plástico, es el movimiento que se presenta en el interior de la masa de hielo orientado por la estructura molecular del hielo que resulta de la aplicación de un esfuerzo por un periodo de tiempo prolongado. Los mecanismos por los que se manifiesta el flujo plástico son el reajuste intergranular de los cristales de hielo que se encuentran desorganizados por lo cual el glaciar se desplaza con facilidad; la recristalización que se origina por los cambios de fase del glaciar (líquido y sólido) conforme este avanza sobre el lecho rocoso; y el deslizamiento de la masa de hielo sobre los planos de las redes de los cristales de hielo que se presenta cuando el glaciar ha logrado la diagénesis completa, por lo cual, los cristales de hielo se encuentran bien organizados facilitando el desplazamiento del glaciar (eg., Gutiérrez Elorza, 2008). Las grietas y ojivas de flujo son evidencia de la deformación interna del hielo asociado al adelgazamiento, compresión o estiramiento del glaciar después de presentar reptación (Serrano et al., 2011). El proceso de diagénesis crea capas de hielo, y dichas capas pueden formar estructuras similares a las que se presentan en las rocas sedimentarias, como los pliegues, que son deformaciones plásticas del hielo producidas por el movimiento del glaciar y la resistencia por fricción sobre el lecho rocoso (e.g, Muñoz Jiménez, 2000).

El *deslizamiento basal* (Fig. 2) hace referencia al desplazamiento del glaciar sobre su lecho mediante dos mecanismos: el primero es el *flujo plástico basal*, en el cual

el flujo de hielo no es interrumpido por obstáculos ya que los rodea y es una forma de avance que se presenta en todos los tipos de glaciares sin importar su temperatura. El otro mecanismo es el *deslizamiento por recongelación* que está determinado por la rugosidad de la superficie del lecho que presenta umbrales y depresiones de diversas escalas; en los umbrales, debido a la fricción del glaciar sobre el lecho, se produce un aumento de la presión que induce a la fusión de la masa de hielo, mientras que en las depresiones tiene lugar una recongelación al reducirse la presión pendiente abajo. El deslizamiento basal de los glaciares templados se ve favorecido por la presencia de agua en la base del flujo de hielo que reduce la fricción entre el glaciar y la roca. En ocasiones, el glaciar tiene una carga de sedimentos no consolidados que, al saturarse de agua, aumenta la velocidad del deslizamiento basal (e.g, Gutiérrez Elorza, 2008).

1.1.3 Balance de masa de los glaciares

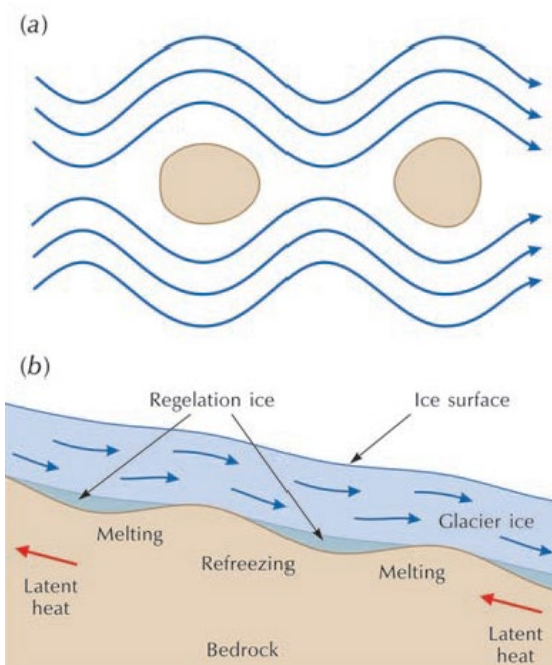


Figura 2. Deslizamiento basal de la masa de hielo. a) Flujo plástico basal. b) Deslizamiento por recongelación. Fuente: Huggett (2007).

La Línea de Equilibrio Glaciar (LEG o ELA por sus siglas en inglés) es la altitud hipotética donde el balance de masa neto equivale a 0 al final del periodo de ablación (Paterson, 1994; Benn et al., 2005). Esta altitud no suele ser constante a lo largo del glaciar, debido a cambios en diversas variables como la acumulación nival y el sombreado (Benn et al., 2005). La posición de la LEG depende de tres factores fundamentales: la acumulación neta de la precipitación del período invernal, la ablación neta del periodo estival, y a estos factores se le suma la radiación solar como factor fundamental. Además, las

condiciones geográficas particulares de cada montaña, es decir, la topografía y

orientación, el albedo, las precipitaciones del periodo estival y la existencia de derrubios superficiales sobre el glaciar son algunos de los factores que afectan a la altitud de la LEG (Serrano y González, 2004).

El balance entre las ganancias y las pérdidas de la masa de un glaciar se conoce como Balance de Masa Glaciar. Las ganancias se producen en la zona de acumulación, que se ubica por encima de la LEG, donde predomina la acumulación neta de nieve que posteriormente se transforma en neviza y hielo.

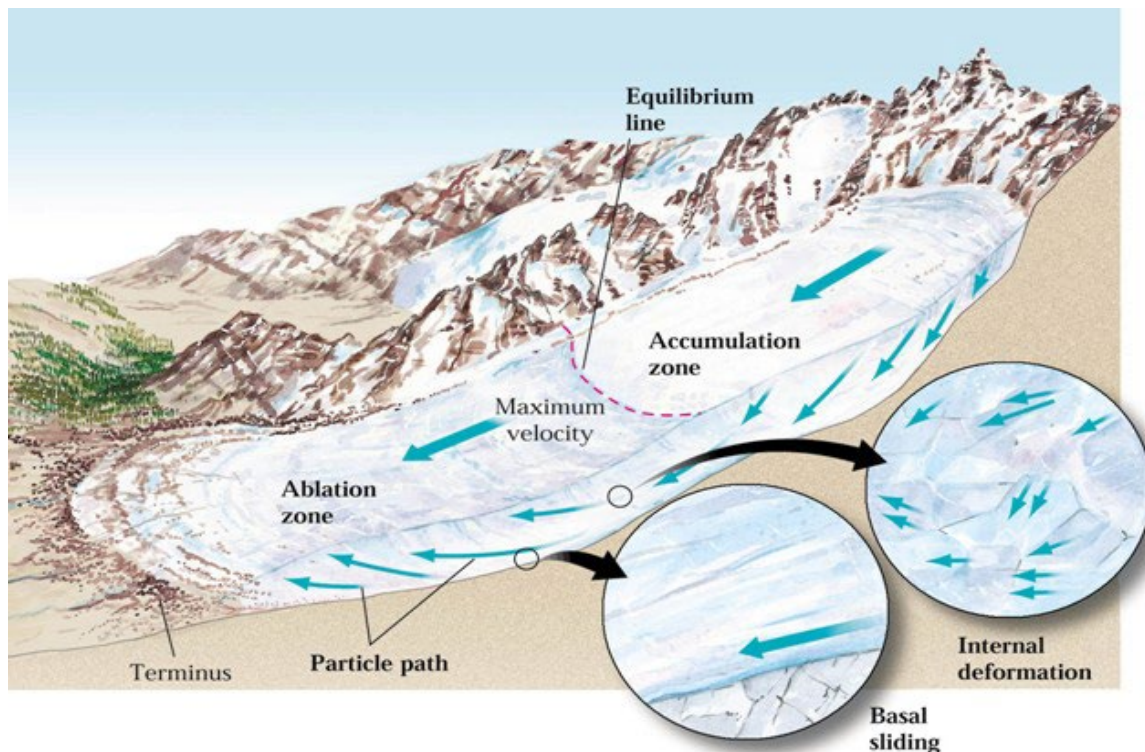


Figura 3. Todos los glaciares constan de dos partes, una superior llamada zona de acumulación y la inferior denominada zona de ablación, las cuales se separan por la LEG. En la zona de ablación el glaciar fluye por la acción de la gravedad y en su movimiento se distinguen dos procesos, la deformación interna y el deslizamiento basal. Los glaciares de montaña presentan diferentes regímenes de flujo en función de los cambios que se producen en el Balance de Masa glaciar. Se diferencian glaciares: (i) activos con una gran capacidad de acumulación y evacuación, (ii) pasivos con una acumulación y evacuación lenta, y (iii) "moribundos" donde la acumulación es deficitaria y la evacuación es casi nula (Muñoz Jiménez, 2000). Imagen de (Padilla y Miaoulis, 2005).

Cuando se genera un exceso de hielo en la parte superior del glaciar, este fluye hacia la zona de ablación, que se sitúa por debajo de la LEG. Aquí, se pierde parte de la masa del glaciar por procesos de fusión, en el cual el glaciar pasa de sólido a

líquido, y sublimación, donde el hielo pasa de la fase sólida directamente a la gaseosa (Fig. 3) (Gutiérrez Elorza, 2008).

1.1.4. Tipos de Glaciares

Existen diferentes propuestas para clasificar los glaciares de la criosfera. Hubp (2015) considera el régimen de temperatura y la latitud para distinguir 3 tipos de glaciares: fríos, intermedios y templados. Los denominados glaciares *fríos* presentan una temperatura inferior a los 0°C en la superficie y una alimentación nival escasa. Un ejemplo son los casquetes de hielo polares que son considerados glaciares residuales del Pleistoceno. Dentro del tipo de los glaciares *intermedios* se encuentran los glaciares subpolares de casquete y en ocasiones los glaciares de montaña ubicados en latitudes medias y altas. Tanto los glaciares subpolares de casquete como los glaciares de montaña de latitudes/altitudes medias y altas tienen un comportamiento similar a los glaciares fríos durante el invierno y a los glaciares templados durante el verano, de ahí su clasificación como intermedios. Asimismo, los glaciares *templados* se caracterizan por presentar una temperatura cercana al punto de fusión del hielo, siendo frecuente la presencia de agua de escorrentía que discurre por el interior y la superficie del glaciar. Cabe destacar que la diagénesis se produce con rapidez en los glaciares de montaña con respecto a los otros tipos de glaciares al emplazarse en zonas donde hay una mayor sensibilidad a los cambios del clima en comparación con las regiones polares, como son las zonas de alta montaña de latitudes bajas y medias, y a una mayor innivación invernal (Lugo Hubp, 2015).

Otra clasificación de glaciares proviene de Muñoz Jiménez (2000) quien considera el origen, dinámica, dimensiones y la geometría del glaciar para distinguir dos tipos generales de glaciares: los *glaciares regionales* o inlandsis y los *glaciares de montaña* o locales (Fig. 4).



Figura 4. En la imagen se aprecian los glaciares regionales (continental ice sheet) y los diversos glaciares locales como los glaciares pirenaicos o de circo (cirque glaciers), los glaciares de valle (valley glacier), glaciares de piedemonte (piedmont glacier) y plataformas de hielo y glaciares que originan los icebergs (tidewater glacier y continental ice sheet). Fuente: (Padilla y Miaoulis, 2005).

1.1.4.1 Glaciares regionales o inlandsis

Dentro de este grupo se encuentran los casquetes y las plataformas de hielo ubicados en la Antártida y Groenlandia¹. Los casquetes presentan una geometría domática con superficie convexa debido al flujo de hielo que resulta de la acumulación nival, la cual es mayor en el centro del casquete que en sus márgenes siendo allí donde se alcanzan mayores espesores de hielo. Entre las formas del relieve más destacadas en los casquetes se encuentran los nunataks, que son cumbres montañosas que están rodeadas por hielo glaciar (e.g., Ballantyne, 2013). En lo referente a las plataformas de hielo, éstas son masas de hielo que suelen prolongarse sobre el mar. En algunos casos tienen superficies mayores a 500,000 km², como la plataforma Ross en la Antártida, un espesor de hielo que alcanza los

¹ Suman el 97% de la superficie afectada por la acción glaciar e incluyen el 99% de la masa de agua en estado sólido existente en el planeta (Muñoz Jiménez, 2000).

200 m y frentes de hasta 30 m, de los que se desprenden grandes bloques de hielo denominados icebergs (Gutiérrez Elorza, 2008). Tanto los casquetes como las plataformas de hielo se forman bajo condiciones de frío extremo y sequía que son características de las regiones polares y subpolares. Además, se estima que la temperatura del hielo oscila entre los -20°C y los -40°C y, por ende, las pérdidas por fusión son casi nulas (Muñoz Jiménez, 2000).

1.1.4.2. Glaciares locales o glaciares de montaña.

Este grupo de glaciares se distribuye por las áreas de alta montaña de todas las latitudes, con excepción de Australia. Presentan una amplia variedad de tamaños, con extensiones que varían desde unos pocos km^2 hasta centenares o incluso el millar de km^2 . Sus espesores pueden alcanzar decenas o centenares de metros, dependiendo de la configuración del relieve donde se emplazan. La acumulación de neviza se produce normalmente en los sectores del relieve más elevados y en orientaciones y topografías favorables (depresiones orientadas al norte) (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

La temperatura del hielo presenta valores negativos poco alejados de los 0°C , aunque se pueden identificar dos gradientes diferentes de temperatura en el glaciar; el primer gradiente se presenta en la parte superficial con valores más bajos de temperatura respecto al gradiente térmico presente en los niveles próximos al lecho rocoso donde hay un aumento de la temperatura. Este incremento térmico genera significativos volúmenes de agua de fusión que dan lugar a una esorrentía líquida intraglaciaria y subglaciaria con importantes implicaciones en el modelado del relieve glaciar, dado que allí se originan formas fluvioglaciarias características como los eskers, kames, deltas, sandur, etc. (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

Los glaciares de montaña, a su vez, se clasifican en tres tipos: *los glaciares de tipo escandinavo*, *los glaciares de tipo alpino* y *los glaciares de tipo pirenaico*. Los glaciares de tipo escandinavo se ubican en áreas de montaña cuyas cumbres son topográficamente planas. Tienen una morfología de casquete ligeramente convexo

similar a los inlandsis y, dada su elevada capacidad de recepción y diagénesis de la nieve, pueden alimentar lenguas de hielo que descienden a altitudes relativamente bajas. Por otra parte, los glaciares de tipo alpino o también denominados glaciares de valle son masas de hielo confinadas por paredes rocosas y en ellos se distinguen con claridad sus dos componentes: un órgano colector o *circo* y un órgano difusor también conocido como *lengua* (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

En este trabajo se estudia un glaciar local de tipo *pirenaico* o *glaciar de circo*, los cuales tienen la peculiaridad de ser los primeros que se desarrollan y los últimos que desaparecen durante una glaciación. Estos glaciares se forman cerca del límite altitudinal de las nieves perpetuas donde existen condiciones microclimáticas que aseguran la formación y persistencia del glaciar y una topografía que permite la concentración de nieve. Generalmente tiene una geometría semicircular con paredes escarpadas de dimensiones hectométricas o de solo unas decenas de metros (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008). Se consideran glaciares de valle atrofiados porque repiten en una escala menor la organización de los glaciares alpinos con un circo bien definido, aunque el glaciar de circo presenta un reducido o nulo desarrollo de la lengua debido a la escasa alimentación nival. Una escasa acumulación de nieve solo permite el mantenimiento del circo y el proceso de diagénesis, aunque, en ocasiones, se logran formar lenguas cortas de reducido espesor (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

1.1.5. Erosión glaciar. La acción erosiva de los glaciares

Dentro de la actividad geomorfológica que efectúan los glaciares, se identifican procesos de accionamiento, de transporte y de acumulación de detritos. La acción erosiva tiene un mayor efecto en los glaciares templados debido a que estos presentan mayor variación en el balance alimentación-fusión, lo cual provoca un avance y retroceso glaciar activo (e.g., Muñoz Jiménez, 2000). En la interfase hielo-roca tiene lugar el arranque de fragmentos de roca del lecho glaciar y dichos fragmentos al ser transportados también realizan una acción erosiva sobre el

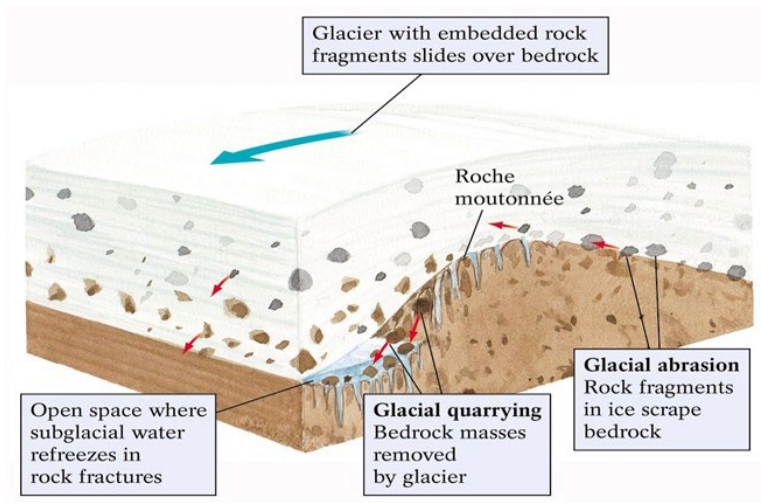


Figura 5. En esta imagen se aprecia el glaciar con una carga de detritos que al avanzar sobre el lecho rocoso efectúan el proceso de abrasión glaciar. Fuente: (Padilla y Miaoulis, 2005).

roquedo debido al rozamiento de estos sobre el lecho rocoso, formando estrías y acanaladuras. Las estrías son finos surcos alineados de profundidad y anchura milimétrica con una longitud inferior a un metro; las acanaladuras presentan la misma geometría que las estrías diferenciándose de estas por dimensiones

superiores al metro de longitud y una mayor anchura y profundidad. La intensidad de la erosión glaciar está determinada por el espesor del hielo, las características litológicas y estructurales del roquedo, y la topografía de éste (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008). Para que un glaciar pueda llevar a cabo de forma eficaz el accionamiento de partículas o fragmentos, el roquedo debe encontrarse previamente meteorizado. Uno de los procesos de meteorización más eficaces en las áreas de montaña es la crioclastia o gelifracción. Este proceso se produce cuando el agua de escorrentía percola a través de las diaclasas del roquedo y se congela dentro de las fisuras aumentando su volumen un 10% aproximadamente, de modo que, por fuerzas distensivas, y dependiendo de la estructura del roquedo, se producen clastos de diversos tamaños. Si el roquedo presenta alta porosidad se generan partículas muy finas, pero si el roquedo es compacto y presenta diaclasas, fracturas y planos de esquistosidad se producen fragmentos de gran tamaño (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

Una vez preparado el material, el glaciar efectúa una labor erosiva al avanzar. Los procesos de erosión de los glaciares son de dos tipos: la *abrasión* y la *sobreexcavación*. La *abrasión glaciar* (Fig. 5) consiste en la acción de desgaste o pulido efectuado por el glaciar sobre el roquedo, cuyo efecto es más acentuado

cuando el flujo de hielo transporta una carga de partículas sólidas en su fondo. Asimismo, la abrasión es más competente sobre el roquedo que se dispone a contrapendiente mientras que se reduce en las zonas donde la pendiente permite el desplazamiento del glaciar sin resistencia (Muñoz Jiménez, 2000).

La *sobreexcavación* glaciar consiste en la generación de superficies de perfil cóncavo debido a la evacuación de detritos de mediano y gran tamaño (Sugden y John, 1976). La eficacia de la sobreexcavación está sujeta a la previa meteorización de la roca. En los sectores donde se presenta mayor meteorización del roquedo, se modelan formas cóncavas denominadas cubetas glaciares mientras que en los sectores donde el roquedo no ha sido suficientemente meteorizado, se originan umbrales o cerrojos que cierran la cubeta glaciar (Embleton y King C., 1968)

1.1.6. Formas de erosión glaciar.

Dependiendo del alcance y la magnitud de la abrasión y la sobreexcavación, resultan relieves característicos de los glaciares de montaña, entre los cuales destacan: rocas aborregadas, umbrales, cubetas de sobreexcavación, circos glaciares y las artesas.

1.1.6.1. Rocas aborregadas

Las rocas aborregadas resultan del proceso de abrasión cuando la superficie externa del fondo y de los márgenes del roquedo sobre el que discurre el glaciar ha

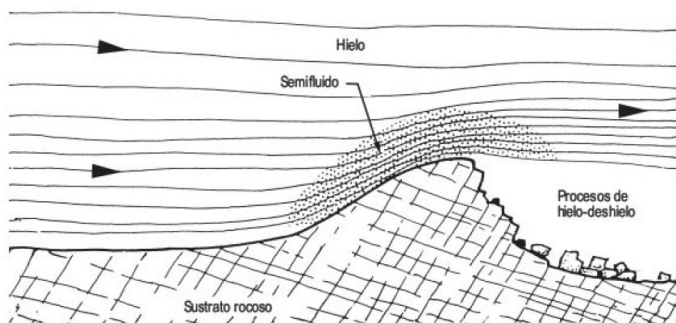


Figura 6. La geometría de la roca aborregada es un indicio de la dirección del flujo glaciar. En la figura se aprecia un flujo de hielo que discurre de izquierda a derecha por un lecho rocoso. Cuando existe una contrapendiente, el glaciar pule la roca y genera estrías y acanaladuras, mientras que en la otra vertiente la acción abrasiva es menor y se caracteriza por encontrarse fragmentada y en ocasiones escarpada. Fuente: (Gutiérrez Elorza, 2008)

quedado significativamente limpia y lisa con perfiles suavemente convexos, resultando unas morfologías características denominadas rocas aborregadas (Derrau, 1970). Se caracterizan por ser colinas asimétricas de tamaños variables con dos vertientes: la vertiente de menor pendiente se presenta pulida y estriada y la otra vertiente es escarpada con una superficie irregular y fragmentada (Fig. 6).

1.1.6.2. Umbrales

El umbral es una de las morfologías generadas por la abrasión y sobreexcavación glacial y está constituido por roquedo resistente a la erosión o por till glacial. Normalmente, se localiza en la salida de los circos o en la artesa glacial, donde la resistencia del sustrato rocoso inhibe el efecto erosivo del flujo glacial. De este modo, la erosión es mínima y dichos sectores adquieren el carácter de cerrojos entre las circos o cubetas glaciares (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

1.1.6.3 Cubetas de sobreexcavación

La sobreexcavación glacial también ejerce una acción de movilización y desalojo de fragmentos de medio o gran calibre. Al contrario que los umbrales, si el lecho rocoso tiene alguna fractura previa al paso del glacial o una menor resistencia a la erosión se modelan depresiones denominadas “cubetas”. Por lo general la organización topográfica consta de cubetas de sobreexcavación y umbrales, y tras el retroceso de los glaciares las cubetas actúan como ambientes glaciolacustres (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

1.1.6.4 Circos glaciares

El *circo glacial* es una de las morfologías generadas por la abrasión y en menor medida por la sobreexcavación glacial. Consiste en una depresión topográfica aproximadamente semicircular o semielíptica que alberga el órgano colector del

glaciar. Se sitúa normalmente en las cabeceras y sus márgenes están rodeados por paredes escarpadas de roca (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

El modelado del circo comienza con una primera acumulación nival dentro de una depresión preexistente. En los sectores donde el roquedo es más deleznable y existen líneas de debilidad, la crioclastia es más competente y genera detritos que posteriormente son movilizados por la fusión nival. Como resultado de esta movilización, se lleva a cabo un efecto de abrasión rotacional en el lecho rocoso (el movimiento de la neviza es direccionado por la geometría del circo), aumentando el área y la profundidad de la depresión y se transforma en un nicho de nivación. Posteriormente, el fondo de la depresión se erosiona por procesos de abrasión y, en menor medida, de sobreexcavación, por lo que el lecho suele estar pulido con formas menores de erosión, mientras que las paredes del circo están meteorizadas. Una vez que el nicho retiene la nieve por más de un año, en él se lleva a cabo la diagénesis glaciar y se genera un circo glaciar embrionario. A continuación, los procesos erosivos glaciares y periglaciares siguen modelando el circo, ensanchándose como resultado de la meteorización por crioclastia y profundizándose por el efecto de la abrasión glaciar (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008). La evolución de los circos está condicionada por diversos factores como la orientación (la cual influye en la insolación que recibe el hielo), el aporte nival que se acumula en el circo, la estructura litológica (condiciona el grado de desarrollo de los circos y su geometría), el tiempo de permanencia del hielo en el circo y el tipo de glaciar que lo ha modelado (el tipo de glaciar determinará los mecanismos de erosión que se presenten en los circos) (Belmonte Ribas, 2006).

Muñoz Jiménez (2000) clasificó cinco tipos de circos glaciares en función de la geometría que estos desarrollan. Por un lado, se encuentran los circos de pared, de embudo y en cubeta, que se caracterizan por tener un escaso desarrollo, ausencia de lengua glaciar y presentan reducidas dimensiones y, por otro lado, los circos de cabecera y de tramos altos, que se diferencian de los anteriores por poseer mayores dimensiones en profundidad y anchura. A continuación, se exponen sus características con detalle:

- *Circos de pared*: se hallan emplazados donde existen pequeñas rupturas de pendiente o confluyen vías de desplazamiento nival. No alcanzan dimensiones superiores a un centenar de metros y su fondo es una cavidad poco marcada que carece de cierre o umbral de salida.
- *Circos de embudo*: se sitúan en las proximidades de las líneas de cumbres y tiene forma de semicono invertido. Además, carecen de un fondo y no tienen un límite inferior topográficamente marcado.
- *Circos en cubeta o en van*: presentan dimensiones reducidas o moderadas con un fondo suavemente cóncavo bien definido que se encuentra bordeado por paredes escarpadas y delimitado por un umbral de salida.
- *Circo de cabecera*: es modelado por glaciares alpinos bien desarrollados, ocupando el arranque de un valle remodelado por el hielo. Tiene una forma de hemiciclo de escala kilométrica carente de un umbral de salida. Su fondo muestra una marcada huella de la abrasión glacial, con una sobreexcavación carente de intensidad.
- *Circos de tramos altos*: presentan grandes dimensiones y se relacionan con aparatos glaciares importantes de tipo alpino, pero, a diferencia de los circos de cabecera, abarcan el tramo superior de los valles y no estrictamente la cabecera de estos. Tienen un fondo desgastado por la sobreexcavación, generando detritos que posteriormente, conformarán los umbrales. Tras la

fusión del glaciar, estos circos suelen acoger cuerpos de agua de considerable extensión (Fig. 7) (Muñoz Jiménez, 2000).



Figura 7. Circo glaciar Tjønholstinden en Noruega. Se observa un circo en cubeta con paredes verticales visiblemente fracturadas por crioclastia. En el centro se aprecia la zona de acumulación y descendiendo hacia la izquierda la zona de ablación con una carga de detritos que oscurecen el frente del glaciar. En la esquina inferior izquierda se aprecia el umbral que bloquea la salida del glaciar. Fotografía de Toreroraas tomada en el 2005. Fuente: Wikimedia Commons.

Dependiendo de la evolución que presentan los circos, se pueden clasificar 5 formas de agrupamiento de acuerdo con Benn y Evans (1997): *circos simples*, *circos compuestos*, *circos complejos*, *circos escalonados* y *circos artesa*. Los *circos simples* se presentan de forma independiente y con claros límites entre otros circos y los *circos compuestos* se conforman por la coalición entre dos circos de extensiones similares. Si las condiciones climáticas y orográficas son favorables para la acumulación de neviza, los circos se organizan como sistemas articulados en la parte alta de la montaña, lo que origina una morfología alpina caracterizada por una geometría multicóncava y aguda (Gutiérrez Elorza, 2008), conformandose de esta forma los *circos complejos*. Una vez articulados, los circos incrementan su amplitud al retroceder sus paredes hasta la formación de aristas. Al continuar el

retroceso de las paredes, las aristas desaparecen para conformar circos coalescentes y si continua el retroceso de la pared final del circo se modelan picos con geometría piramidal denominados *horns*, culminando así el modelado del circo glaciar (Gutiérrez Elorza, 2008). Por último, los *circos escalonados* son dos o más circos situados uno encima del otro pendiente abajo separados por umbrales mientras que los *circos artesa* indican el límite superior de una artesa (Benn y Evans, 1997).

1.1.6.5 Artesas glaciares

El término artesa, también denominado valle glaciar, es otra morfología característica del ámbito glaciar formada por efecto de la actividad erosiva de los glaciares en las áreas de montaña. Se trata de un valle con una geometría transversal en forma de U (e.g., Gutiérrez Elorza 2008) y los procesos implicados en su génesis son la abrasión y la sobreexcavación (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

El modelado de la artesa glaciar requiere, en primer lugar, de una potente alimentación nival en el circo que propicie el aumento del volumen del glaciar y, posteriormente, que este sobrepase el umbral que lo contiene. Una vez superado el umbral, el glaciar desciende pendiente abajo en forma de lengua erosionando los márgenes y el fondo del valle fluvial previamente meteorizado por gelifracción. Los gelifractos son movilizados por la lengua glaciar efectuando una labor de abrasión sobre las paredes y el fondo del valle confiriéndole a éste un perfil transversal en forma de U, cuya anchura está condicionada por las dimensiones de la lengua de hielo (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

El perfil longitudinal característico de la artesa es escalonado, diferenciándose umbrales y cubetas de sobreexcavación cuyo modelado responde al flujo compresivo y extensivo del glaciar, a las variaciones de la litología, a fisuras de diversos perímetros sobre el roquedo y a los cambios de gradiente del valle. La labor de sobreexcavación es facilitada por la presencia de aguas de fusión subglacial y por las pulsaciones del frente glaciar (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

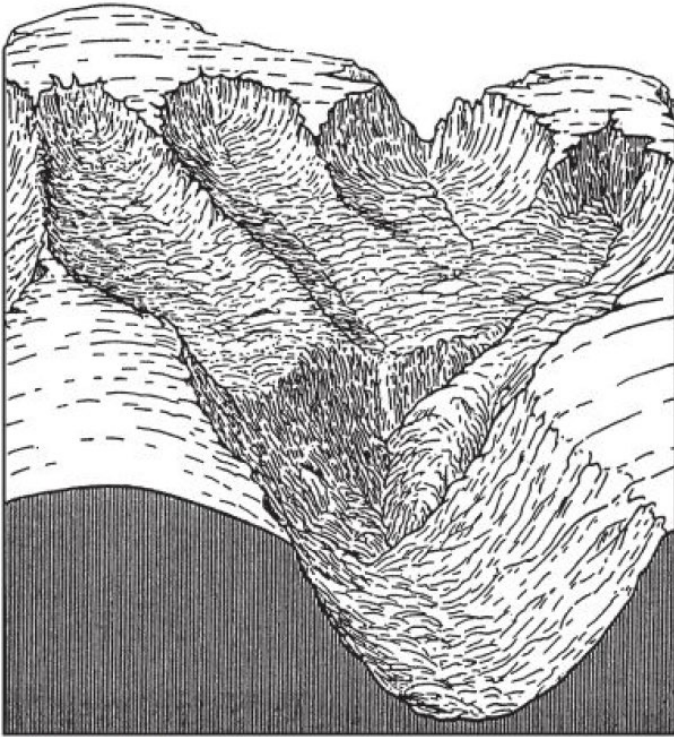


Figura 8. Circos coalescentes, un valle glaciar principal con la característica forma en U y valles colgados a este. Fuente: Gutiérrez Elorza (2008).

Una vez que la lengua glaciar retrocede, las cubetas de sobreexcavación son rellenas por aguas de fusión conformando una secuencia de lagos denominada paternóster o lagos en rosario, o bien son rellenos por aluviones (e.g., Huggett, 2007). En ocasiones también se encuentran secciones con un fondo en forma de V que resultan de la actividad erosiva de los escurrimientos subglaciales y un valle principal donde la abrasión y sobreexcavación es más intensa que en los valles

laterales, quedando en evidencia cuando el hielo se retira y deja al descubierto un conjunto de valles colgados sobre la artesa principal (Fig. 8) (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

Se distinguen cuatro tipos de artesas glaciares: (i) tipo alpino es aquella donde la zona de alimentación está formada por un circo o un sistema de circos localizados en las cabeceras; (ii) tipo islándico es cuando el circo es abarcado en su totalidad por el casquete de hielo y éste discurre hacia valles periglaciares; (III) tipo

compuesto se conforma cuando el hielo no se canaliza en valles preglaciares que capten todo el glaciar y deriva en una superposición de valles preglaciares con otros generados a partir de la destrucción de aristas; y (iv) tipo intrusivo o inverso se caracteriza por el avance a contrapendiente de la lengua glaciar, siendo común en áreas de escaso relieve (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

1.1.7. Transporte y sedimentación glaciar

Los detritos transportados por el glaciar se depositan formando una variedad de relieves constituidos por till y formas morrénicas (Sugden y John, 1976). Se denomina *till* a los detritos que aún son transportados por el hielo y al depósito caótico de detritos de diversa litología y tamaño de partícula que aún no se consolida y es depositado directamente en la base, márgenes o frente del glaciar. Por otra parte, la deposición glacial produce morfologías características ubicadas sobre áreas que antes estaban cubiertas por el flujo de hielo y a estos accidentes geográficos creados por la deposición glacial se denominan morrenas (Knight, 2004). Las morrenas son montículos que están compuestos por detritos de diversos tamaños, que van desde el limo hasta grandes bloques con una geometría subangular. La formación de las morrenas depende de la dinámica glaciar y de la posición del depósito respecto al glaciar (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

Estos depósitos se agrupan según su posición en relación con el hielo (supraglaciar, endoglaciar y subglacial) y su orientación con respecto a la dirección del flujo del hielo, diferenciándose morrenas terminales, centrales y laterales (e.g., Huggett, 2007).

1.1.7.1. Distribución de la carga morrénica.

Dependiendo de la disposición de los detritos en el glaciar, la carga morrénica es externa o superficial, interna y de fondo (Fig. 9) (e.g., Muñoz Jiménez, 2000).

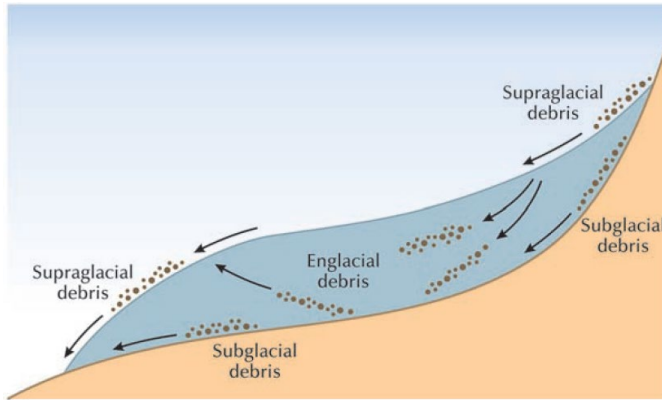


Figura 9. Detritos supraglaciales, endoglaciales y subglaciales transportados por el glaciar. Fuente: Huggett (2007).

La carga externa se conforma por detritos supraglaciales² procedentes de las vertientes que están por encima del glaciar, acumulándose en la superficie de la masa de hielo. En los glaciares locales, la carga morrénica externa se acumula en torno a la lengua conformando la morrena lateral y la morrena frontal, respectivamente.

La morrena media resulta de la confluencia de la carga morrénica lateral de dos lenguas que se encuentran en el valle glaciar principal (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

La carga interna está constituida por detritos endoglaciales³, transportados dentro de la masa de hielo. Los detritos provienen del exterior del glaciar (fundamentalmente de las paredes del circo) que, tras ser recubiertos por nuevas capas de neviza, penetran en la masa de hielo en función de su peso (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

La carga de fondo comprende los detritos subglaciales⁴ que son accionados por procesos de abrasión y sobreexcavación y arrastrados sobre el lecho rocoso por el glaciar, así como detritos supraglaciales que lograron atravesar la masa de hielo. La composición granulométrica de la morrena de fondo desempeña un papel clave en la competencia modeladora de los glaciares sobre su lecho (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

² Detritos supraglaciales: detritos angulosos con una geometría poco alterada por la actividad glaciar (Gutiérrez Elorza, 2008).

³ Detritos endoglaciales: detritos que se encuentran dispersos o en secuencia estratigráfica dentro de la masa de hielo (Gutiérrez Elorza, 2008).

⁴ Detritos subglaciales: presentan una geometría redonda y tienen un tamaño más fino comparado con los demás detritos morrénicos (Gutiérrez Elorza, 2008).

1.1.7.2. Formas de acumulación glaciar

Una vez que el glaciar se estabiliza o retrocede, la carga de detritos que transportaba se deposita. Dependiendo de la posición de los detritos respecto al hielo, se distinguen cuatro tipos de morfologías: *morrenas de fondo*, *laterales*, *centrales* y *terminales* (Fig. 10 y 11) (e.g., Tarbuck et al., 2005).

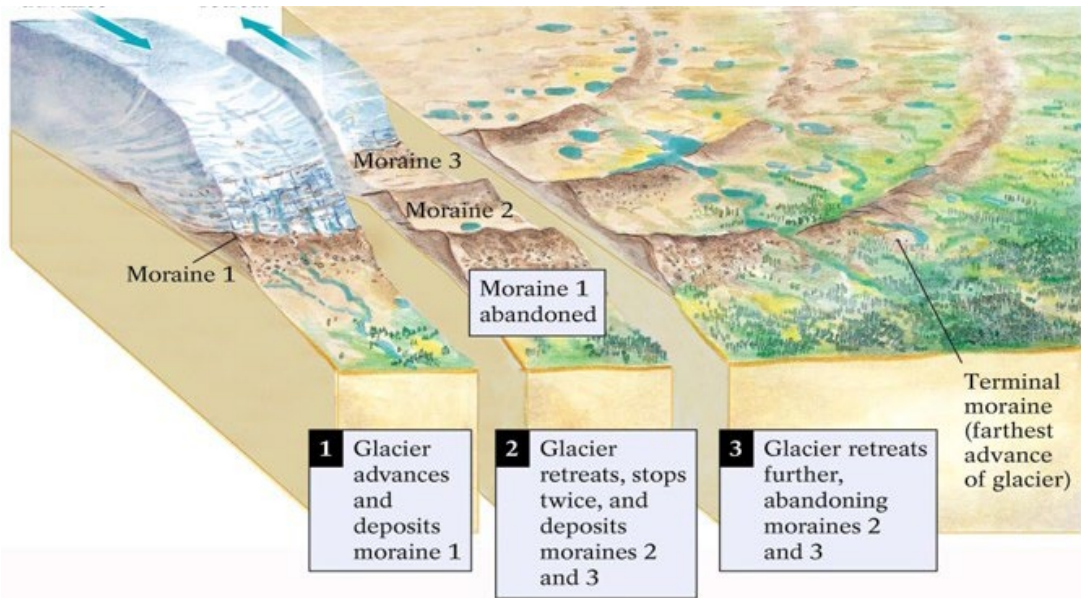


Figura 10. Por lo general, en un valle modelado por los glaciares suele existir una morrena terminal cuyo origen tiene lugar cuando el glaciar deposita su carga frontal en el punto de máximo avance. Conforme el glaciar retrocede o se detiene, al alcanzar un equilibrio entre la ablación y la acumulación, se depositan otras morrenas denominadas por Tarbuck et al. (2005) como morrenas de retroceso. Imagen de Padilla y Miaoulis (2005).

Las *morrenas de fondo* se originan conforme el glaciar continúa depositando detritos en el lecho durante su retroceso y cuando el glaciar se funde y se acumula material detrítico en el fondo de las artesis glaciares (Sugden y John, 1976). Están conformadas por detritos endoglaciares y subglaciares con una granulometría entre grava y arena, y por lo general se ubican entre las morrenas terminales y las morrenas de retroceso (e.g, Tarbuck et al., 2005).

Las *morrenas laterales* son acumulaciones de detritos de origen glaciar, localizados en los bordes laterales de las artesas, desde la zona de acumulación, el circo, hasta las morrenas frontales (Embleton y King C., 1968). Conforme la lengua glaciar desciende por el valle acciona detritos que proceden de las vertientes, acumulándose paralelamente entre el glaciar y las laderas del valle. Por su parte, las *morrenas centrales* se crean cuando dos lenguas glaciares confluyen en un valle y las morrenas laterales de cada una de ellas se unifican en el centro (e.g., Tarbuck et al., 2005). Las *morrenas terminales o frontales* son depósitos de detritos situados en la parte frontal del glaciar. Poseen una geometría semicircular cuyo centro tiene

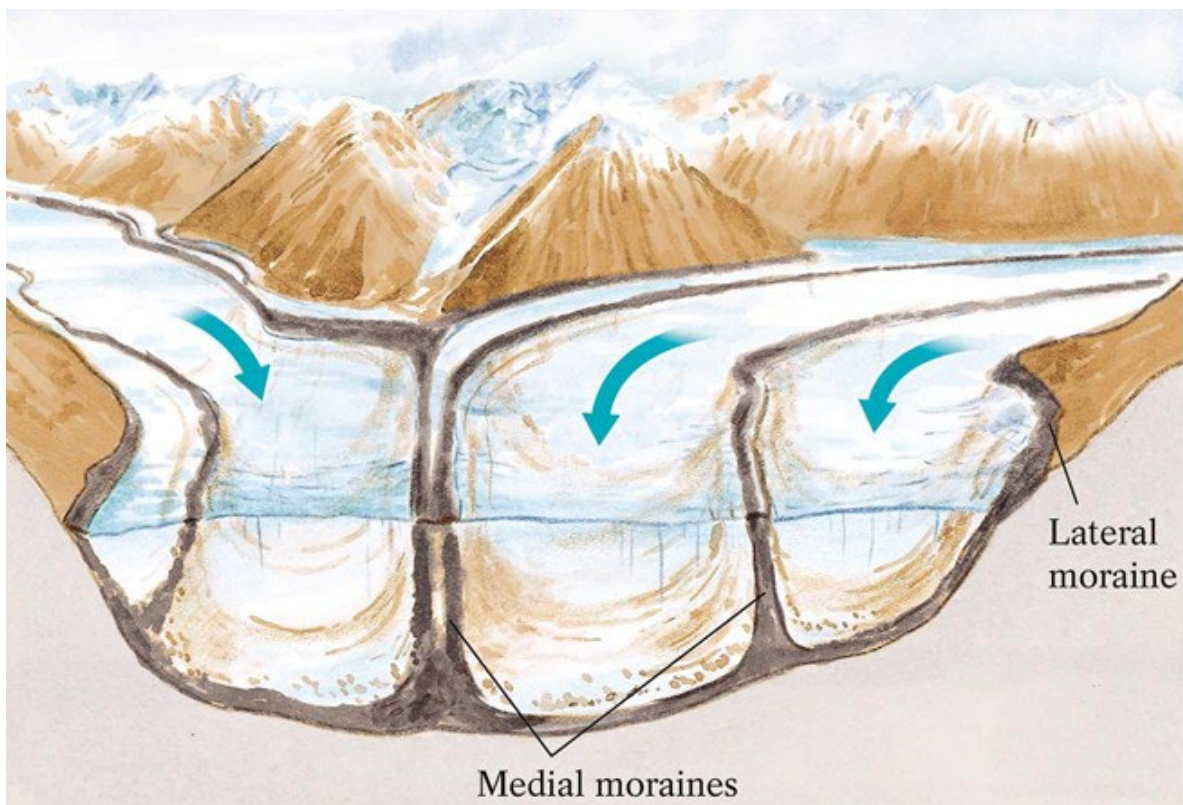


Figura 11. Tanto la morrena lateral como la central son exclusivas de los glaciares alpinos canalizados y son un indicador del movimiento del glaciar. La formación de la morrena central (medial moraines) tiene lugar en el momento en el que dos lenguas glaciares se encuentran valle abajo y las cargas morrénicas laterales se unen (Tarbuck et al., 2005). Fuente: (Padilla y Miaoulis, 2005).

un mayor grosor y anchura que las orillas. Su composición granulométrica está constituida fundamentalmente por detritos supraglaciares que alcanzan el tamaño bloque y su posición indica la altitud mínima que alcanzó el glaciar al avanzar. Tras la retirada del hielo, las morrenas terminales o frontales normalmente son

erosionadas por las aguas de fusión, pero si se conservan pueden actuar como represas de cuerpos hídricos (e.g., Muñoz Jiménez, 2000; e.g., Huggett, 2007).

1.1.7.3. Erosión y sedimentación fluvioglaciar

Los materiales depositados por los glaciares son una fuente importante de detritos en los procesos geomórficos en ambientes postglaciares y proglaciares. Estos sedimentos se caracterizan por su inestabilidad en ambientes de alta montaña y están sujetos a una reactivación por los flujos de agua superficial e interna del deshielo glaciar (Goudie, 2004). Las aguas de deshielo son un potente agente erosivo al tener la capacidad de desplazar grandes cantidades de carga en suspensión y de fondo. Las aguas de deshielo transcurren por canales que se generan desde la zona de fusión y continúan hasta zonas lejanas al glaciar. En la zona proglaciar, el agua de deshielo sigue teniendo una importante competencia erosiva y sedimentológica que crea morfologías deposicionales particulares que se denominan morfologías fluvioglaciares (e.g., Huggett, 2007).

El sedimento fluvioglaciar que se deposita dentro o sobre el glaciar genera una amplia variedad de morfologías entre las cuales destacan los *esker*, *kames*, *terrazas de kame*, *kettle holes* y *crevasses* (Fig.12) (e.g, Muñoz Jiménez, 2000, Brennand, 2004).

Los *esker* son cordones sedimentarios compuestos principalmente por grava y arena que se originan en los canales subglaciares, supraglaciares y marginales. Tienen una dirección paralela al flujo del glaciar y logran alcanzar alturas de decenas de metros y un ancho de decenas de metros, lo cual depende de la carga sedimentológica que transportó el flujo. Además, su forma depende de la geometría de las paredes de los canales, por lo cual es posible que se encuentren como cordones únicos o formar una red interconectada de eskers (Brennand, 2004).

Los *kames* son colinas constituidas principalmente por arenas y gravas estratificadas. Se originan por grietas y cubetas localizadas en la superficie del glaciar o por cavidades en el interior de este, en los cuales se van acumulando los sedimentos. Las terrazas de kame son depósitos que se acumulan en los canales que discurren entre la pared del valle y el glaciar mientras que los kettle holes son depresiones causadas cuando se producen procesos de subsidencia en el interior del hielo al fundirse el glaciar (e.g., Gutiérrez Elorza 2008). Las crevasses son grietas en el flujo de hielo que se pueden rellenar por till y detritos fluvio-glaciares. La geometría de los depósitos está determinada por la forma de la grieta y normalmente presentan una baja altura (<10 m) (Brennand, 2004).

La descarga de grandes volúmenes de agua desde los márgenes del glaciar da lugar al transporte de sedimentos lejos de la zona glaciar, predominando los procesos fluviales sobre los procesos fluvio-glaciares y glaciares. El tamaño de las

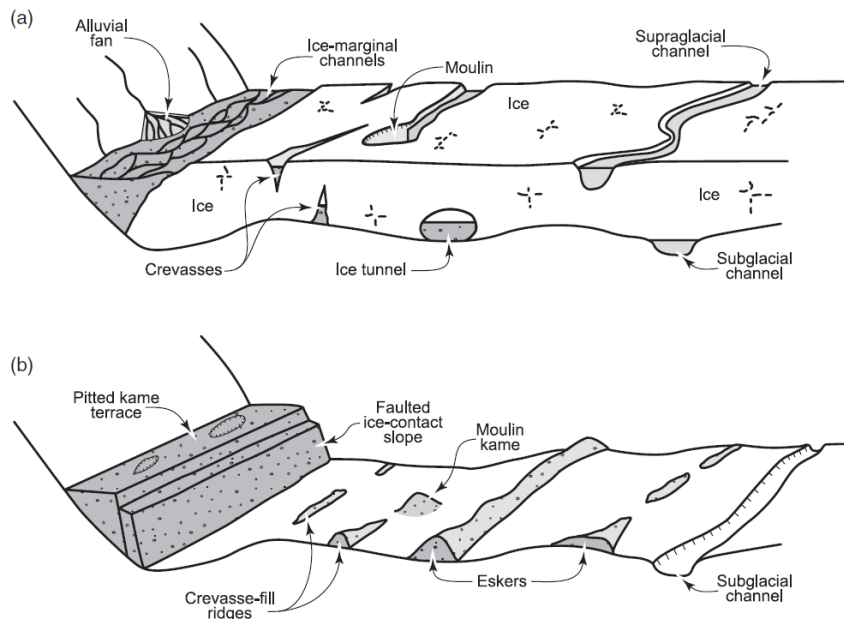


Figura. 12. a) El agua de deshielo transcurre principalmente en la superficie del glaciar que alcanza distancias considerables (supraglacial channel) o canales superficiales que desaparecen en grietas (moulin). También hay flujos de agua en el interior del glaciar (subglacial channel), en los valles adyacentes (alluvial fan) y en los márgenes laterales del glaciar (ice-marginal channels). Todos estos flujos transportan una importante carga de sedimentos en suspensión y/o de fondo, efectuando una eficaz labor erosiva. b) Una vez que el glaciar retrocede o desaparece es posible observar la acción erosiva de los flujos subglaciares (subglacial channel), así como su capacidad de transporte de sedimentos, los cuales forman morfologías características al estar en contacto directo con el glaciar (Brennand, 2004).

partículas va disminuyendo conforme aumenta la distancia de la zona glaciaria, por lo que predominan complejas redes de drenaje que transportan grava y arena. Este tipo de redes son denominadas sandur, pero si dicho material se encuentra confinado en artesas glaciares se denominan valles de sandur y cuando se encuentran en los márgenes de los casquetes se llaman llanuras de sandur (Brennand, 2004; e.g., Gutiérrez Elorza, 2008).

1.2 La Pequeña Edad del Hielo

1.2.1 Características generales de la PEH

Durante la historia de la Tierra, el clima ha experimentado numerosos cambios, en especial en el Cuaternario, que abarca aproximadamente desde hace 2,6 millones de años hasta la actualidad. Los registros paleoclimáticos, como los sedimentos lacustres y oceánicos, espeleotemas y los glaciares (testigos de hielo, depósitos morrénicos etc.), revelan que durante el Cuaternario se han producido una alternancia de sucesivas variaciones cíclicas entre dos estados o condiciones climáticas: el glacial, caracterizado por periodos de frío extremo que propician la expansión de los glaciares de montaña y casquetes polares; y el interglacial, que presenta unas temperaturas más cálidas similares a las actuales y un evidente retroceso glaciario (Pérez y Ramil, 1996).

El último periodo interglacial iniciado hace 11,700 años se conoce como el Holoceno, que se ha caracterizado por una tendencia general hacia el calentamiento del clima lo que ha supuesto un retroceso generalizado de los glaciares. Sin embargo, este proceso ha sido interrumpido por varias fases cortas y abruptas de moderada glaciación como el evento conocido como la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

La PEH, término acuñado por el geólogo François Matthes, tuvo lugar entre el siglo XIII y el siglo XIX aproximadamente y, hasta hace algunas décadas, su impacto solo se había registrado con claridad en Europa y Norteamérica tomando como

referencia colecciones de fuentes históricas como fotografías, pinturas (Fig.13), registros eclesiásticos etc., el análisis de secuencias dendrocronológicas, testigos de hielo y los cambios en la dimensión de los glaciares (Fagan, 2008).

Hoy en día, gracias a la información obtenida a partir de una gran variedad de estudios multidisciplinarios, tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur, se ha puesto de manifiesto que más allá de ser una variabilidad climática a escala regional en Europa y Norteamérica, la PEH fue un evento climático global (Koch y Kilian, 2005; González et al., 2005) pero con una temporalidad e intensidad contrastada a escala planetaria (Garza, 2014).



Figura 13. Pintura del río Támesis congelado en el año 1677. Cuadro de Abraham Hondius (1631-1691).

Diversos estudios en altas montañas enfocados al análisis de los complejos morrénicos para caracterizar la PEH en Europa y Norteamérica demuestran que el conocimiento geomorfológico sobre las repercusiones de la PEH es de gran interés. Oliva et al. (2018) caracteriza las fases de la PEH en Europa, determinando que entre los años 1300 a 1480 hubo un enfriamiento climático con oscilaciones moderadas; de 1480 a 1570 se presentaron condiciones relativamente más cálidas; de 1570 a 1620 se presentó un enfriamiento gradual; de 1620 a 1715 fue el período más frío de la PEH coincidiendo con el Mínimo de Maunder, caracterizándose por un descenso de la temperatura de 2 ° C por debajo de la actual; de 1715 a 1760 se presentaron temperaturas más cálidas y una baja frecuencia de eventos extremos;

de 1760 a 1800 hubo un periodo de extremos climáticos, es decir, olas de frío y calor, inundaciones y sequías mientras que en el corto periodo de 1800-1850 las condiciones climáticas fueron altamente variables alternadas con estabilidad y posteriormente una ligera tendencia de calentamiento asociado con intensos eventos hidrometeorológicos. Desde 1850 se presenta un aumento de la temperatura que se mantiene hasta nuestros días.

Los periodos más fríos descritos anteriormente son similares a los datos obtenidos por Schimmelpfennig et al. (2014) quienes mencionan que los años de mayor avance glaciar en los Alpes fueron en 1470, 1650, 1750 y 1820; asimismo, lo anterior coincide con las fechas proporcionadas por García Ruiz et al. (2014) quienes identifican un pulso glaciar durante el Mínimo de Maunder y otro avance glaciar entre los años 1790-1830. De acuerdo con Scotti y Brardinoni (2014) y Marti et al. (2015), la culminación de la PEH ocurrió entre los años de 1850-1890, periodo en el que se inició el retroceso glaciar de las altas montañas que se mantiene hasta nuestros días.

En Norteamérica, Benson et al. (2007) mencionan que entre los años 1650-1850 ocurrió el máximo avance glaciar durante la PEH, mientras que Smith y Desloges (2000) fechan los máximos avances glaciares en los años 1700 y 1850. En Centroamérica y Suramérica se ha investigado la PEH mediante varias metodologías y varios estudios están en proceso. De momento, se sabe que la PEH se manifestó entre los años 1530 y 1900, estimándose un descenso de la temperatura de 1° a 2°C. Además, se ha observado un predominio de las condiciones más húmedas entre 1500 y 1720, seguido de un período seco entre 1720 y 1860 (Jomelli et al, 2005; Polissar et al., 2006; Solomina et al., 2007; Rabatel et al., 2008; Rabatel et al., 2008; Araneda et al., 2009; Espizua & Pitte, 2009; Vimeux et al., 2009; Malone et al., 2015). Gracias a estas investigaciones, se ha demostrado que la PEH ha tenido diferentes magnitudes y formas de manifestación ya sea en forma de sequías intensas acompañadas de lluvias extraordinarias o bien, por una variabilidad climática difícil de pronosticar.

1.2.1.1 Dataciones mediante isótopos cosmogénicos

En Europa, Schimmelpfennig y colaboradores (2014) dataron una serie de morrenas en los Alpes suizos mediante el isótopo cosmogénico ^{10}Be y obtuvieron edades de morrenas que oscilan entre los 580 y 140 años, asimismo, distinguieron cuatro fases de avance glaciar que ocurrieron en los años de 1470, 1650, 1750 y 1820. Protin et al. (2021) dataron con el isótopo ^9Be las morrenas del glaciar Taléfre ubicado en Mont Blanc, Francia y obtuvieron edades de 0.18 ± 0.02 ka, 0.22 ± 0.02 ka, 0.26 ± 0.03 ka y 0.33 ± 0.03 ka, sin embargo, también obtuvieron una edad de 2.12 ± 0.07 ka debido a la herencia de isótopos.

En Norteamérica también se han llevado a cabo dataciones mediante isótopos cosmogénicos, en Groenlandia, Larsen y colaboradores (2021) dataron con ^{10}Be varios sistemas de morrenas en Kangerlussuaq, ubicado en el oeste de Groenlandia, obtuvieron edades de 0.18 ± 0.06 ka las cuales concuerdan con otros informes sobre la PEH en la región, sin embargo, en Gletscherlукket, al sureste, las edades obtenidas son de 1.9 ± 0.2 ka, es decir que las fechas son 1.7 ka más antiguas que otros registros, por lo cual los investigadores infieren que hay una herencia de nucleidos.

Asimismo en Sudamérica se han llevado a cabo diversas dataciones con el objetivo de fechar morrenas formadas durante la PEH. Stroup y colegas (2011) llevaron a cabo una serie de dataciones con ^{10}Be de las morrenas Huancane I generadas durante la PEH por el glaciar tropical Quelccaya, ubicado en el sureste de Perú, obteniendo edades entre 480 ± 60 y 340 ± 10 BP, con estas edades confirmaron que hubo un avance glaciar durante la PEH.

Stansell y et al. (2015) dataron con el isótopo cosmogénico ^{210}Pb una serie de morrenas del Nevado Huaguruncho el cual se ubica en la zona oriental de los Andes Peruanos, las edades que obtuvieron oscilan entre los 310 ± 20 , 340 ± 80 y 380 ± 30 años.

En Asia también se han llevado a cabo varias investigaciones sobre la PEH, de las cuales destaca el trabajo de Yanan Li et al. (2016) quienes mediante el cosmogénico

^{10}Be obtubieron las edades de seis morrenas en valles glaciares ubicadas en el oeste de Tan Shan, China. Con las fechas obtenidas identificaron un máximo avance glaciar aproximadamente hace 430 ± 100 años y otro avance glaciar hace 270 ± 55 años. Por otra parte, Goucheng Dong y colaboradores (2017) quienes emplearon el isótopo cosmogénico ^{10}Be para datar las morrenas del Monte Jaggang, ubicado en la meseta tibetana en Asia oriental, logrando obtener edades del avance glaciar hace 590 ± 130 años, además, identificaron un avance glaciar considerable ocurrido 267 ± 36 años. Rowan (2016) llevo a cabo una revisión geocronológica de las dataciones realizadas en el Himalaya para fechar el avance glaciar durante la PEH; en este artículo las 28 fechas obtenidas con el isótopo ^{10}Be oscilan entre los años de 1350 a 1860 siendo durante los años de 1300-1400 cuando se presentó una expansión de los glaciares, sin embargo, menciona que no es posible definir una edad exacta de la culminación de la PEH ya que durante el inicio del siglo XX se identificó un avance glaciar que modeló morrenas muy cercanas a las producidas durante la PEH.

1.2.2 La Pequeña Edad del Hielo en México

En México se han realizado numerosas investigaciones paleoclimáticas centradas en el Holoceno utilizando diferentes metodologías (dendrocronología, espeleotemas, paleolimnología, recopilación de fuentes documentales y glaciología) pero pocos estudios se han enfocado en la PEH. A continuación, se exponen los datos más relevantes derivados de cada método:

1.2.2.1 Dendrocronología

Respecto a los estudios dendrocronológicos, estos se han realizado en el centro y norte del país con objetivos similares entre ellos, como el fechamiento de las sequías del último milenio (Stahle et al., 2011), la determinación de la influencia de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) durante el último milenio (Stahle et al., 2011) y la reconstrucción de la variabilidad histórica de precipitaciones en el sureste del

estado de Coahuila (Cerano Paredes et al., 2011), en los cuales solo se menciona de forma somera las características climáticas durante la PEH.

En el artículo "*Major Mesoamerican droughts of the past millennium*" de Stahle et al. (2011), identificaron un periodo de sequía durante el imperio azteca, conocido como "La gran hambruna del Conejo" durante el año 1454, caracterizándose por sequias y heladas que afectaron los cultivos. Después de la llegada de Cortés, en 1521, la sequía se prolongó otros 26 años, lo cual contribuyó a las conocidas epidemias que mermaron la población azteca. En otro estudio realizado por Stahle et al. (2011) concluyen que existe una relación entre la temperatura media global y el ENSO; respecto a la PEH, se menciona, de forma somera, que la banda del ENSO estuvo ausente durante la PEH lo que influyó sobre los periodos de sequía que se presentaron a inicios y mediados de los años 1700 y 1800. Por último, Cerano et al. (2011), en su artículo llamado "*Variabilidad histórica de la precipitación reconstruida con anillo de árboles para el sureste de Coahuila*" identificaron etapas de sequía extrema durante cuatro periodos (1703-1718, 1726-1736, 1748-1815, 1853-1882) que coinciden con la PEH. Estos datos indican que en la región del sureste de Coahuila existe una tendencia a sequías de gran intensidad cíclicas cada inicio o finales de siglo.

1.2.2.2. Análisis de espeleotemas

Otras investigaciones enfocadas en la reconstrucción paleoclimática en México son las relacionadas con el estudio de espeleotemas en cuevas. Uno de estos estudios lo realizaron Bernal et al. (2011) con la finalidad de elaborar un análisis de la variabilidad climática del Holoceno en el suroeste mexicano, concluyendo que la variabilidad climática del Holoceno en el suroeste mexicano ha sido influenciada significativamente por eventos en el Atlántico Norte. Además, estos autores interpretaron que la reducción de las precipitaciones en el suroeste de México durante el Holoceno tardío es consecuencia de una mayor actividad del ENSO.

Por su parte, Lachniet et al. (2012) identificaron condiciones más húmedas para el año 1449, lo que coincide con la construcción de un gran dique de protección contra inundaciones al este de Tenochtitlán en 1449, para proteger las chinampas de las devastadoras inundaciones en el lago de Texcoco. Asimismo, identificaron, al igual que Stahle et al. (2011), la “Gran hambruna del Conejo” donde el clima frío y las heladas tempranas en la década de 1450 destruyeron los cultivos de maíz, provocando hambrunas y emigración. La disminución de precipitaciones y la variabilidad climática decadal se mantuvo en el periodo colonial, hasta el año de 1865 donde se presentó un nivel de precipitaciones alto. Los autores concluyen que la intensidad del Monzón de Norteamérica tuvo una influencia determinante en el clima del área de estudio.

Carrillo y Torrescano (2013) realizaron una reconstrucción de las precipitaciones durante los últimos 3800 años en la península de Yucatán, donde observaron que entre los años 1300 y 1760 la precipitación fue más elevada en general pero también más variable en comparación con la media de las precipitaciones actuales. Sin embargo, en la región de la península de Yucatán no se presentaron sequías durante la PEH, a diferencia del centro y norte del país, pero sí tuvieron lugar periodos de aumento en la frecuencia e intensidad de la precipitación.

1.2.2.3. Paleolimnología

La paleolimnología es un método que ha sido aplicado específicamente a la caracterización de la PEH. Tal es el caso de los estudios realizados en la Península de Yucatán por Hodell et al. (2005) y en el lago La Luna ubicado en el cráter del Nevado de Toluca por Cuna et al. (2014).

Hodell et al. (2005) identificaron que a mediados del siglo XVI el clima en la Península de Yucatán se volvió más seco y frío debido a cambios en la temperatura de la superficie del mar, la cual disminuyó entre 2 y 3°C, y en los patrones de circulación atmosférica sobre el mar Caribe. Al presentarse temperaturas más frías, se redujo la evaporación y convección sobre el mar Caribe, manifestándose en un

descenso de precipitaciones durante la PEH en la Península. Además, mencionan que las precipitaciones en las zonas bajas del sector septentrional del Neotrópico se redujeron debido a un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) propiciado por un mayor gradiente de temperatura meridional en el Atlántico norte.

En el Nevado de Toluca, Cuna et al. (2014) infirieron cambios climáticos y ambientales durante la PEH, la cual según los datos obtenidos en la investigación comienza en 1360 y el episodio más frío y seco fue durante 1660-1760, correspondiente con el Mínimo de Maunder. Posteriormente identificaron una tendencia al calentamiento a partir del año de 1760. Los años de 1810 y 1821 se caracterizaron por ser menos fríos, pero aun con sequías, lo que coincide con informes documentales sobre pérdidas de ganado y cosechas.

Por otro lado, se han realizado reconstrucciones climáticas con el mismo método, pero con objetivos diferentes al de la caracterización de la PEH. Dichos estudios se llevaron a cabo en la península de Yucatán (Hodell et al., 2001; Vela Peláez et al., 2018), en el volcán Iztaccíhuatl a una altura de 3860 msnm (Lozano y Vázquez, 2005), en las lagunas de la Faja Volcánica Transmexicana (Metcalf y Davies, 2007), en el estado de Jalisco (Vázquez Castro et al., 2008), en la Sierra de los Tuxtlas (Lozano García et al., 2010), en la laguna de Juanacatlán (Metcalf et al., 2010) y en la laguna de Santa María del Oro, Jalisco (Rodríguez Ramírez et al., 2015). Todos mencionan que durante la PEH existió una variabilidad climática importante registrándose condiciones secas durante el intervalo 1400-1600 d.C. y condiciones más húmedas alternadas con sequías de varios años durante el siglo XVIII.

Cabe destacar que existen discrepancias entre estos estudios en cuanto al año de inicio de la PEH en México debido a las diferentes ubicaciones geográficas en las que se realizaron dichos estudios. Ramírez (2015), sitúa el inicio de la PEH entre 1400 y 1550, Cuna et al. (2014) en 1360, mientras que Hodell (2005) propone que comenzó entre 1453 y 1473. También se encontraron evidencias sólidas de un periodo más frío y seco durante los años 1660-1760 que coincide con el mínimo de

Maunder y se detectó un periodo más cálido y seco durante 1810-1821 asociado con un cambio de la posición latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

1.2.2.4 Fuentes documentales

La recopilación y análisis de fuentes documentales ha proporcionado información valiosa referente a la PEH, sobre todo de periodos de sequía ya que éstas afectaban a las actividades económicas del país, por lo cual constituyen registros detallados de dichas anomalías climáticas (Garza, 2002). En México, la reconstrucción climática por medio de fuentes documentales como registros de ceremonias de rogativa comienza a ser factible a partir de la década de 1600 (Garza, 2014). Las ceremonias pro-pluvia eran un evento político y religioso muy importante para la supervivencia y viabilidad de las urbes novohispanas, ya que las fluctuaciones en la precipitación tenían efectos severos sobre las sociedades y sus formas de producción. No obstante, Garza (2007) considera que el análisis histórico de estas rogativas para trazar una trayectoria climática presenta un cierto grado de imprecisión debido, por un lado, a la heterogeneidad de las fuentes documentales, y por otro a que las metodologías y finalidades de otros estudios a partir de fuentes documentales son ajenas a la climatología histórica.

En el artículo "*Frecuencia y duración de sequias en la cuenca de México de fines del siglo XVI a mediados del XIX*" de Garza (2002), identifiqué que la mayoría de los periodos de sequía se acompañaban con heladas, siendo más intensos de 1761 a 1767 y de 1770 a 1776. En otro trabajo de investigación, Garza (2007) logró definir las características e intensidades de los mínimos solares de Maunder y Dalton, periodos que fueron los más fríos a escala global. Respecto al Mínimo de Maunder, en México se manifestó desde los años 1660-1680 hasta el año 1720 y se caracterizó por un incremento de la humedad, aunque también se produjeron periodos de sequía cortos y de baja intensidad con consecuencias para la población (Fig. 14). Por el contrario, durante el periodo del Mínimo de Dalton, definido entre los

años 1760 y 1820, se reportaron mayores sequías y heladas. De hecho, cabe destacar que en la Ciudad de México se registró una temperatura de -3°C en el año de 1770 (Jáuregui Ostos, 2000).



Figura 14. El 29 de octubre de 1727 se llevó a cabo la solemne procesión de la Virgen de Loreto implorando socorro ante la epidemia de sarampión. Previamente, en junio de 1720 hubo falta de lluvias y la cosecha de maíz disminuyó, y el año siguiente hubo carestía de este grano, por lo cual los comerciantes lo guardaron para el 1723; en el año de 1724 ante la drástica carestía se liberaron reservas de la alhóndiga que fueron insuficientes para toda la población. Entre 1724 y 1726 la carencia de maíz produjo escasez de carne originándose un desabasto considerable en la canasta básica lo cual propició que ciertas enfermedades proliferaran entre la población (Alcalá et al., 2009).

Garza (2007) también identificó inviernos y primaveras muy secos, atrasos en la temporada de lluvias y marcadas canículas, años con una ausencia casi total de precipitaciones y heladas extemporáneas. Además, considera que la PEH fue húmeda entre los años 1550 y 1720, en consonancia con otros estudios llevados a cabo en Perú por Rabatel et al. (2005). Asimismo, Garza (2014) menciona que, de acuerdo con los datos obtenidos a partir de actas de los cabildos civil y eclesiástico, se presentó un retraso de la temporada de lluvias y canículas intensas entre los años 1760 y 1810, lo cual se relaciona con una menor extensión e intensidad de la *Atlantic Warm Pool*, alterando el sistema climático en el México central y meridional.

1.2.2.5. Glaciología y Geomorfología glaciar.

En México se tiene registro de los ciclos de glaciación ocurridos en el Cuaternario tardío en los estratovolcanes Iztaccíhuatl (5282 m, 19°10'N, 98°40'W), Nevado de Toluca (8558 msnm, 19°08'N, 99°45'W), La Malinche (4461m, 19°14'N, 98°00'W) y en el Cofre de Perote (4282m, 19°29'N, 97°09'W) a partir de la cronología glaciar elaborada con diferentes metodologías como la morfoestratigrafía, tefrocronología y datación a partir del isótopo cosmogénico ^{36}Cl de las formas morrénicas (Vázquez y Heine, 2011).

Las formas morrénicas generadas por los avances glaciares Nexcoalango, Hueyatlaco, Milpulco-1 y Milpulco-2 del volcán Iztaccíhuatl han sido datadas con el isótopo cosmogénico ^{36}Cl . En el caso del avance Nexcoalango el fechamiento de morrenas con el isótopo cosmogénico ^{36}Cl indica edades de 205-275 mil años de antigüedad, seguidos por actividad volcánica hace ~120 y ~140 mil años. El avance más reciente, Milpulco-2, data de hace 8,000-7,000 años (Vázquez y Heine, 2011). Sin embargo, no hay una datación que indique un avance glaciar durante la PEH con esta metodología. Aun así, hay estudios que mencionan avances glaciares significativos durante este periodo. Por ejemplo, Tanarro et al. (2004) analizaron la dinámica glaciar en el volcán Popocatepetl, para estimar la pérdida de masa y calcular el retroceso del glaciar en cada episodio eruptivo, y mencionan que el cese de la actividad volcánica, tras una intensa actividad volcánica entre los siglos XIV y XVI, favoreció la formación de un nuevo glaciar en la ladera septentrional, donde su frente descendió hasta los 4150 msnm a mediados del siglo XIX cuando finaliza la PEH.

Otro estudio, realizado por Schneider et al. (2008) en el glaciar Ayoloco (volcán Iztaccíhuatl), cuya finalidad fue analizar la dinámica glaciar para determinar las probabilidades de desastres socio-naturales por lahares, supone que el máximo avance glaciar durante la PEH fue sincrónico con el de los Andes tropicales. Además, reportan que las morrenas relacionadas con la PEH son fácilmente visibles, emplazándose entre los 4,350 y 4,400 msnm, y a partir de esta ubicación estiman un retroceso glaciar del 96% desde 1850 al 2007. Se puede tener certeza

de la formación reciente de las morrenas de Ayoloco ya que Vázquez y Heine (2011) mencionan que dichas morrenas no están cubiertas por la pómez emitida por el volcán Popocatepetl hace 1ka AP, por lo cual son posteriores a dicha actividad volcánica.

Otros trabajos relevantes como el estudio desarrollado por Palacios y Vázquez Selem (1996) en el Pico de Orizaba identifican una intensa deglaciación desde la PEH, pero no se reportan ni edades absolutas ni relativas de la PEH. Tampoco se menciona información relevante al respecto en estudios de la dinámica glaciar más reciente, como los realizados por Cortés-Ramos et al. (2015) en el Pico de Orizaba, Delgado-Granados et al. (2005) en el Iztaccíhuatl, Delgado-Granados et al. (2007) en el Popocatepetl y una síntesis general de la evolución de la criosfera desde la glaciación más antigua reportada hasta el presente en México (Delgado-Granados et al., 2015).

1.2.3 Factores de la PEH

La variabilidad climática natural es resultado de complejas interacciones entre diferentes factores del sistema climático que actúan en diversas escalas temporales entre los cuales destacan los ciclos orbitales de la Tierra, la actividad solar, la actividad volcánica y las corrientes oceánicas y atmosféricas (Sanchez Rodrigo, 1994).

De acuerdo con Fagan (2008), la PEH se originó por la combinación de diversos factores y variables responsables del clima, como son los periodos de baja actividad magnética solar, específicamente los Mínimos de Maunder y de Dalton. Estas disminuciones de la radiación solar incidente sobre la superficie de la Tierra se han considerado como la causa principal del descenso térmico estimado en 1-2°C durante la PEH, junto con la actividad volcánica y retroalimentaciones entre el océano y el hielo marino (Miller et al., 2012).

Sin embargo, aún existen diversas controversias respecto a la influencia de cada forzamiento sobre el clima debido a que no está claro la duración y el control de los

mecanismos que regularon la PEH. Algunos estudios sugieren que la actividad volcánica tuvo mayor influencia que la radiación solar (Crowley et al., 2008; Miller et al., 2013), por otra parte, también se reconoce la influencia de las corrientes termohalinas, sobre todo en el hemisferio norte (Wanamaker et al., 2012).

1.2.3.1 Mínimos de Maunder y de Dalton

La actividad solar afecta el clima terrestre, ya que existen pruebas sólidas de que, hasta cierto punto, el clima de la Tierra se calienta y se enfría a medida que la actividad solar aumenta y disminuye (Hathaway, 2015). Los cambios climáticos que se presentaron durante el último milenio tienen estrecha relación con la actividad solar ya que el Sol es uno de los factores claves en la modulación del clima terrestre por ser la principal fuente de energía por radiación para el sistema terrestre (Andres Agosta, 2004; Uriarte, 2010). A través de diversos indicadores históricos y geológicos (principalmente a partir de dataciones con isótopos de ^{14}C y ^{10}Be) se logró identificar la existencia de mínimos solares que corresponden con los periodos más fríos de la PEH; el primero acontecido en la segunda mitad del siglo XVII entre los años 1645 y 1715, denominado el mínimo de Maunder y el segundo a principios del siglo XIX, de 1800 a 1840, denominado el mínimo de Dalton (Vázquez , 2003).

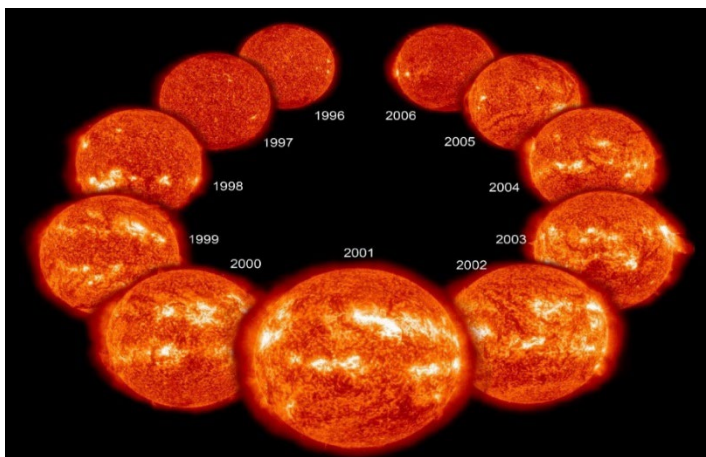


Figura 15. Imágenes del Sol durante un ciclo solar de 11 años. Se aprecian las fáculas solares que son zonas que emiten mayor energía y luminosidad. Imagen de la NASA (2020)

Estos mínimos solares se caracterizan por una baja actividad magnética solar expresada en un aparente cese del ciclo de manchas solares y su origen se debe a la forma en la que se distribuye el campo magnético solar (Hathaway, 2015). Las manchas solares son zonas donde fuertes campos magnéticos retienen el

calor que fluye desde el núcleo hasta la fotosfera. Al inicio de cada ciclo solar de 11 años (Fig. 15), las manchas surgen en las regiones polares y conforme pasan los años y la actividad solar aumenta, surgen manchas solares próximas al ecuador hasta completar el máximo solar. Las manchas solares se encuentran a una temperatura menor que el resto de la fotosfera (5.800°K), y estas zonas frías emiten menos energía en comparación con las áreas que rodean las manchas (fácúlas solares) que en contraste son más brillantes. Por tanto, cuando hay un máximo de manchas solares, el Sol emite más energía en forma de fulguraciones solares (eyección de masa coronal que en la Tierra se asocia con tormentas solares) (Uriarte, 2010).

Una vez que el campo magnético está lo suficientemente enrollado (Fig. 16), la actividad solar decrece progresivamente, por lo que se reduce el número de

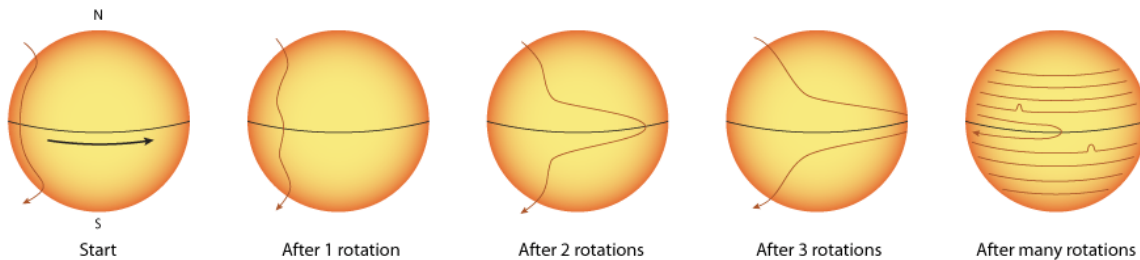


Figura 16. En un inicio, cuando la actividad solar es débil, las líneas del campo magnético solar tienen una geometría vertical con dirección norte-sur. Posteriormente las líneas magnéticas se “enrollan” longitudinalmente debido al periodo de rotación el cual es diferente entre los polos y el ecuador solar, siendo más rápido en el ecuador, y conforme se “enrolla” se incrementa la actividad solar. El punto máximo de actividad solar se presenta cuando las líneas magnéticas han rodeado al Sol y en determinados puntos las líneas se entrelazan produciéndose manchas solares (Marcote, 2009). En esta imagen se aprecia la mitad de un ciclo de 11 años aprox. 5.5 años. Imagen de Marcote (2009).

manchas solares y las fulguraciones, ya que las líneas del campo magnético vuelven a reconfigurarse hasta tener de nuevo su forma inicial unidireccional, solo que en lugar de estar norte-sur, estas se invierten a sur-norte. Este ciclo de actividad solar se completa en un periodo de aproximadamente 11 años (Marcote, 2009).

Además de las variaciones cíclicas como la de 11 años y los ciclos de Gleissberg (ciclo de 87 años), se han identificado periodos de debilidad solar como son los periodos de Wolf (1300), Spörer (1500), Maunder (1645-1715) y Dalton (1800-

1830) (Uriarte, 2010). Estos mínimos solares pertenecen a ciclos de baja actividad magnética prolongados que van desde los 50 hasta los 100 años de duración, lo que implica que dichos ciclos tienen un mayor impacto en el clima terrestre por su permanencia temporal (Bruckman y Ramos, 2009).

De los dos últimos ciclos mencionados anteriormente (Fig. 17), el mínimo de Maunder fue el que generó la máxima expansión de la criosfera durante la PEH (Rabassa, 2010), caracterizándose por la ausencia de auroras boreales, una reducción de la irradiancia solar que provocó un descenso en la temperatura terrestre de 2 °C, un aumento de las nevadas invernales y de las precipitaciones estivales así como variaciones desiguales en la nubosidad de la atmósfera terrestre generando impactos en todo el mundo con diferente intensidad (González Trueba, et al., 2005).

La constante solar durante el mínimo de Maunder era de 3,5 W/m² menor que la actual lo que supone un enfriamiento global de la temperatura de 0.2 y 0.6°C, pero en el hemisferio norte al parecer el enfriamiento fue de 1° y 2°C (Uriarte, 2010). Por ende, el mínimo de Maunder tuvo un efecto directo sobre el clima por la acción de diversos factores, como la disminución del flujo de radiación solar en la banda de ultravioleta (UV) y una mayor incidencia de radiación cósmica (Uriarte, 2010; Hathaway, 2015).

La disminución de la actividad solar incluye una disminución en la emisión de rayos ultravioleta, por lo cual se producen efectos considerables en la atmósfera superior de la Tierra afectando la temperatura y densidad atmosférica (Hathaway, 2015). En los periodos de máximos solares, la radiación UV produce un incremento de la temperatura de la ionosfera del orden del 300% alcanzando una temperatura de 1500°K, que es el doble respecto a los periodos de mínimos solares. Asimismo, los rayos UV actúan sobre las moléculas de oxígeno (O₂) generando ozono (O₃), el cual se encuentra en la estratosfera a una altura entre 12 y 40 km por encima de la superficie terrestre (Solaz, 2001). La reducción de la irradiancia solar durante el Mínimo de Maunder produjo un aumento en el ozono estratosférico superior y a su vez, disminuyó el ozono estratosférico inferior, causando un forzamiento negativo

(Shindell et. al, 2011). Por esta razón, la temperatura de la estratosfera se redujo, afectando la circulación estratosférica e indirectamente la circulación troposférica (Uriarte, 2010).

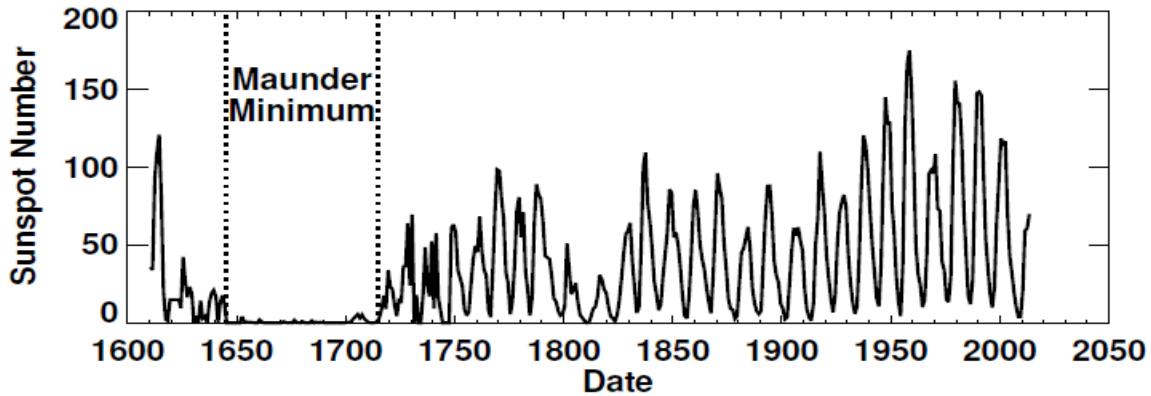


Figura 17. Galileo estudió las manchas solares con su telescopio, y el uso de este instrumento se extendió por toda Europa, por lo que el número de registros solares posteriores a 1610 se incrementó. Esto le permitió a E. W. Maunder obtener la curva de la actividad solar del periodo de 1645 a 1715 (Marcote, 2009). Asimismo, se aprecia el mínimo de Dalton entre los años 1800-1840. Gráfica de Hathaway (2015).

Por otra parte, la incidencia de radiación cósmica sobre la atmósfera terrestre es modulada por el viento solar. Así a menor actividad solar se recibe mayor radiación cósmica y esto genera mayor nubosidad en la atmósfera terrestre (Uriarte, 2010). Los rayos cósmicos galácticos se componen principalmente de protones y núcleos con carga positiva que se aceleran a energías GeV y son producidos por la explosión de supernovas (Hathaway, 2015). Al entrar en la atmósfera, los núcleos con carga positiva y protones producen una cascada de partículas en la atmósfera superior; estas partículas interactúan con la atmósfera mediante procesos ionizantes, lo que promueve la concentración de núcleos de condensación en el aire, y, por tanto, una mayor nubosidad (Uriarte, 2010; Hathaway, 2015). Sin embargo, el tema de la nubosidad y su relación con la radiación cósmica sigue en proceso de investigación.

De acuerdo con Shindell et al. (2001), a medida que disminuyó la irradiancia solar durante el mínimo de Maunder se produjeron fluctuaciones de las temperaturas regionales considerables debido a un cambio hacia el estado de bajo índice de Oscilación del Ártico / Oscilación del Atlántico Norte, lo cual propició temperaturas

más frías en los continentes del hemisferio norte, especialmente en invierno (1° a 2°C menor).

1.2.3.2 Retroalimentación océano-criosfera

La mayor fuente de energía que llega a la Tierra procede del Sol y esta energía es absorbida por el océano de forma heterogénea debido a la geometría, inclinación y movimiento de rotación de la Tierra, por lo cual la temperatura del océano depende

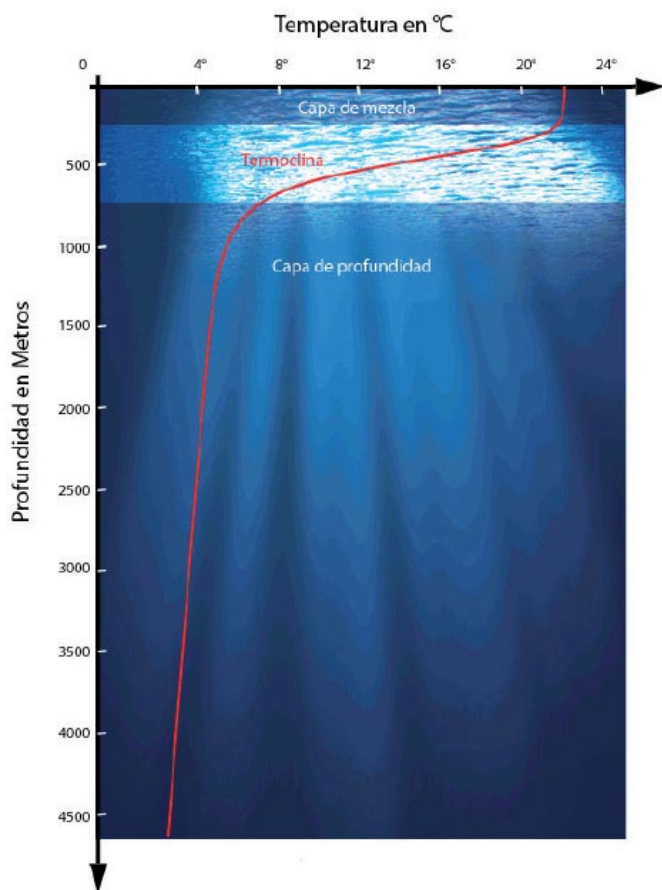


Figura 18. Se representa el gradiente de temperatura vertical del océano. La Capa de Mezcla tiene un espesor de 150 m y se localiza entre los 150 y 700 m de profundidad; la Termoclina se encuentra entre los 700 y 1,500 m de profundidad y la Capa Profunda esta entre los 1,500 y 3,00 m de profundidad. Texto e imagen de Reyna Moreno et al (2013).

de la cantidad de radiación solar, la estación del año y la latitud. La temperatura superficial del océano es cálida en latitudes bajas y fría en latitudes altas, siendo un factor que influye en la densidad o salinidad del océano.

El agua oceánica se estratifica en tres capas en función de la temperatura (Fig. 18), que conforma capas térmicas, y la salinidad: la primera es la Capa Estacional o Capa de Mezcla; la segunda la Termoclina en función de la temperatura y Haloclina en función de la salinidad; y la tercera es conocida como Aguas Profundas. La Capa de Mezcla es la capa oceánica superior que está en contacto con la atmósfera cuya profundidad es determinada por la temperatura, la

salinidad y por la latitud, siendo más profunda a los 40° de latitud y tiene una función de almacenamiento térmico que modula el clima terrestre. El segundo estrato, la Haloclina para la salinidad y la Termoclina para la temperatura, tiene un comportamiento similar. Ambas son barreras estabilizadoras ya que su estratificación es estable e impide la mezcla de la primera y tercera capa. Estas barreras varían de acuerdo con la latitud y la estación del año siendo más extensa a 40° de latitud. Las Aguas Profundas son la tercera capa térmica y halina y constituyen el 80% del volumen total del agua oceánica. Sin embargo, difieren en su comportamiento, ya que a mayor profundidad la temperatura desciende entre 0° y 3°C y la salinidad aumenta de tal forma que la densidad del agua será mayor (Iglesias, 2010). La densidad depende de la temperatura, salinidad (propiedades termohalinas) y de la presión en función de la profundidad, por lo cual las aguas profundas tienen un comportamiento vertical diferente a los estratos térmicos y halinos. A medida que el agua es más fría y tiene mayor contenido de sal su densidad será mayor. En la Capa de Mezcla su densidad es mínima, pero aumenta drásticamente en la capa Pycnoclina (la cual es equivalente al segundo estrato) y especialmente a partir de la tercera capa con la disminución de temperatura y aumento de salinidad donde la densidad se mantiene constante hasta el fondo.

La circulación de las corrientes profundas (Fig. 19) comienza con un hundimiento de agua fría y altamente salina (densa) en cuencas polares debido a dos fenómenos; uno es el enfriamiento y posterior hundimiento de agua superficial en el Atlántico Norte originando la corriente de agua Noratlántica Septentrional y el otro es debido a la eyección de sal al congelarse el agua marina superficial aumentando la densidad del agua oceánica restante, principalmente en el Atlántico Sur. Posteriormente, la corriente de profundidad fluye desde la zona polar norte hacia el sur y al llegar al ecuador la corriente se mueve hacia el hemisferio austral uniéndose a la corriente Circumpolar Antártica la cual facilita el transporte de Agua Noratlántica Profunda hacia las profundidades de los océanos Índico y Pacífico. Es en estos océanos donde el agua asciende lentamente a la superficie y se dirige hacia el hemisferio norte, combinándose con otras corrientes. La suma de todas ellas origina

la Corriente del Golfo, que transporta agua cálida desde el Golfo de México hasta Islandia, donde el agua vuelve a ganar densidad y se reinicia el proceso.

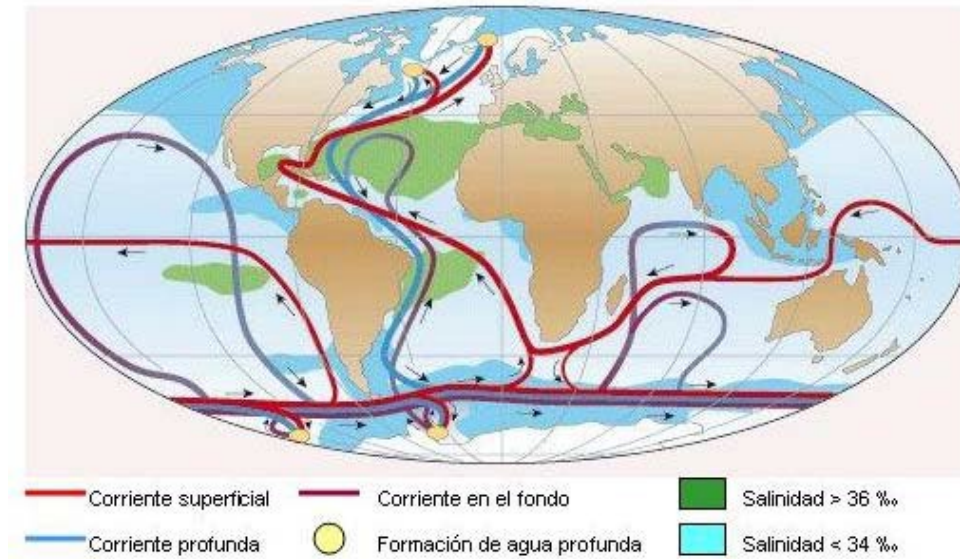


Figura 19. El movimiento del agua oceánica responde a dos mecanismos; el primero por circulaciones debidas al forzamiento del viento sobre las capas superficiales y el segundo, de interés en esta tesis, debido a la circulación por diferencias de densidad, la cual da lugar a corrientes profundas. Las corrientes profundas son un sistema de corrientes oceánicas que distribuyen el calor a lo largo del planeta y es conocida como circulación termohalina (THC por sus siglas en inglés) (Iglesias, 2010). La formación de las corrientes profundas se lleva a cabo cuando el agua superficial gana densidad al aumentar su salinidad y disminuye su temperatura (Reyna Moreno et al., 2013). Imagen de Iglesias (2010).

Además de las corrientes oceánicas, la atmósfera también influye en el clima. Existen comportamientos atmosféricos que consisten en patrones sinópticos de presión y anomalías en la circulación de baja frecuencia que tienen influencia en el comportamiento de los océanos; uno de esos patrones es conocido como la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) que influye directamente en el clima del hemisferio norte y regula el clima global (Iglesias, 2010) ya que la OAN afecta a la temperatura de la superficie oceánica, la intensidad de la corriente del Golfo, la estructura de la circulación atmosférica y a la distribución de la criosfera oceánica (Fagan, 2008).

La OAN consiste en una oscilación de la presión barométrica de las masas de aire atmosférico de dos celdas, la de alta presión ubicada a los 38° de latitud en la región

subtropical de las Azores y la de baja presión ubicada a los 60° de latitud en la región polar del Ártico (Islandia). La OAN consta de dos fases: la fase positiva consiste en un aumento en las presiones barométricas del anticiclón de las Azores respecto al valor promedio y a una disminución fuera del promedio en las presiones de Islandia; este cambio de gradiente atmosférico ocasiona que los vientos del Oeste produzcan tormentas entre los 50° y 60° de latitud transportando calor desde el Océano Atlántico lo que propicia que el tiempo atmosférico sea templado y húmedo en Europa y seco y frío sin inviernos severos en Norteamérica. Por su parte, la fase negativa ocurre cuando las diferencias de presión entre las dos celdas son menores y se desplazan hacia el sur. Así, los vientos del Oeste son más tenues y el aporte de calor se reduce por lo que los inviernos en Europa y en Norteamérica son más secos de lo normal (Sánchez Santillán et al., 2006).

La PEH se caracterizó por un mayor número de tormentas vinculado a la ciclogénesis del oeste sobre la región del Atlántico Norte como consecuencia de un estado de OAN positivo sobre el Atlántico norte (incluida Groenlandia). Asimismo, la intensidad y frecuencia de los ciclones fue mayor en comparación con el evento anterior a la PEH, el Óptimo Cálido Medieval (Touret et al., 2012). Cabe destacar que el índice bajo de la OAN coincide con los fríos intensos documentados a finales del siglo XVII (Fagan, 2008).

De acuerdo con la diversidad de estudios realizados en el hemisferio norte respecto a la PEH, se sugiere que la PEH se acompañó de una disminución en la intensidad de la circulación termohalina (Broecker, 2000; Keigwin y Boyle, 2000; Shindell, 2001). Cuando el flujo de la Corriente Profunda del Atlántico Norte es fuerte, se mantiene el flujo constante de aguas cálidas dirección sur-norte manteniendo el equilibrio de masas y de calor en el norte de Europa. Por lo tanto, un debilitamiento del flujo de la Corriente Profunda del Atlántico Norte puede inducir a condiciones más frías en la región del Atlántico Norte como se ha visto en otros eventos climáticos del pasado (Keigwin y Boyle, 2000).

A partir de registros sedimentológicos de la Corriente de Florida se conoce que el transporte de sedimentos disminuyó aproximadamente un ~ 10% durante la PEH

(Wanamaker et al., 2012), y al mismo tiempo, existe una correlación entre la cantidad de carbonatos y el nivel de supresión en la convección del agua profunda en el Atlántico Norte, por lo que Keigwin y Boyle (2000) realizaron una medición de isótopos $\delta^{13}\text{C}$ sobre perfiles estratigráficos para inferir la fuerza de convección del agua oceánica, registrando un mínimo en el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ durante la PEH. Tanto Keigwin y Boyle (2000) como Broecker (2000) sugieren que la corriente termohalina experimentó un debilitamiento en la región del Atlántico Norte aunado a un aumento en la concentración de sal marina, ya que en el Atlántico Norte septentrional hubo un aumento en la concentración de salinidad en el océano y una disminución en la convección profunda de las aguas oceánicas.

1.2.3.3 Actividad volcánica

Lehner et al. (2013) y Miller et al. (2013) concuerdan que la actividad volcánica del siglo XIII influyó de forma directa sobre la circulación termohalina. Varios eventos volcánicos ocurrieron en la escala temporal de recuperación de la capa mixta oceánica, que es de 10 años, por lo cual, al no aumentar la temperatura oceánica tras la primera erupción, la segunda actividad volcánica produjo una mayor disminución de la temperatura (Crowley et al., 2008). Estas investigaciones concuerdan con que el inicio de la PEH estuvo relacionado con un forzamiento radiativo negativo inducido por la disminución de la actividad solar y erupciones volcánicas. Así, la temperatura se redujo considerablemente y el hielo marino del Ártico se expandió rápidamente hacia el mar de Labrador y la región subpolar del Atlántico Norte enfriando el agua oceánica superficial. La fuerza de convección del agua se redujo al igual que el transporte del calor hacia el océano Ártico lo que alimentó más la expansión del hielo oceánico. Además, el hielo marino descendió a la región del Atlántico Norte Subpolar donde se derritió y cambió la densidad de la capa superior del océano, provocando que la Corriente del Golfo, que es más cálida, perdiera intensidad, enfriando más el hemisferio norte.

Los volcanes emiten entre 5 y 10 millones de toneladas de cenizas y SO₂ anualmente siendo más alta la emisión de aerosoles en episodios volcánicos paroxísmicos. El efecto del SO₂ normalmente se manifiesta en un enfriamiento estival posterior a la emisión, ya que, durante el invierno es menor la radiación solar y los aerosoles volcánicos provocan un calentamiento por efecto invernadero al absorber la radiación infrarroja terrestre. El enfriamiento estival depende de las características de la erupción y de su localización. En las erupciones de tipo paroxísmico, las emisiones de SO₂ alcanzan la estratosfera y los aerosoles sulfatados logran permanecer en suspensión durante varios años, absorbiendo la energía solar y la radiación terrestre. Por consiguiente, la estratosfera se calienta y la troposfera y litosfera se enfrían (Uriarte, 2010). La severidad del enfriamiento debido a la emisión de SO₂ también depende de la localización de las erupciones volcánicas; en latitudes tropicales las corrientes de vientos estratosféricos esparcen los aerosoles volcánicos en todas las latitudes en uno o dos años mientras que, si las erupciones ocurren en latitudes altas, el efecto del enfriamiento se limita a escalas regionales (Uriarte, 2010).

En lo que respecta a la actividad volcánica durante la PEH, a partir del estudio de núcleos de hielo se han identificado 16 erupciones volcánicas entre los años 1630 y 1850, destacándose periodos de frío extremo durante los años de 1641-1642 como resultado de dos erupciones volcánicas, una en Japón y la otra en Filipinas. En 1667 también se produjeron una serie de erupciones en la región tropical que culminaron en el año de 1694, periodo que coincide con el inicio y fin de una de las fases más frías de la PEH y con el Mínimo de Maunder. Asimismo, en los años 1804 y 1809 tuvieron lugar erupciones volcánicas tropicales que no han sido ubicadas con exactitud que depositaron sulfuros en ambas regiones polares y existen registros de otras dos erupciones volcánicas: el volcán Babuyan en Filipinas en 1831, y el volcán Cosigüina en Nicaragua en 1831 (Crowley et al., 2008).

Una de las erupciones más importantes y con mayor repercusión climática global dentro del periodo de la PEH ocurrió el 8 de junio de 1783 y se corresponde con la del volcán Laki (Islandia). A lo largo de una fisura, 130 cráteres emitieron 14 km³ de

lava y aproximadamente 8 millones de toneladas de ácido fluorhídrico y otros 120 millones de toneladas métricas de anhídrido sulfuroso. Aproximadamente 2/3 de los gases emitidos quedaron suspendidos en la troposfera, así que los efectos de la erupción se sumaron a todos los demás factores relacionados con la Pequeña Edad de Hielo (Cuchí, 2015).

Posteriormente, en el año 1815, entró en erupción el volcán Tambora. Esta erupción fue uno de los eventos volcánicos más potentes de la historia moderna. Se estima que emitió cerca de 50 km³ de lava acompañada de una fase Pliniana con una columna de 43 km de altura y caída de ceniza a más de 2600 km de distancia. Destaca la gran cantidad de azufre que fue liberado a la atmósfera, llegando incluso a la estratósfera, donde formó una capa de aerosol que hizo descender las temperaturas globalmente. Las cenizas del Tambora quedaron en suspensión en la atmósfera sobre una gran superficie del planeta durante más de dos años, por lo cual, el año 1816 adquirió notoriedad en ambos lados del Atlántico por ser el “año sin verano”. En Europa, las temperaturas medias mensuales fueron entre 2.3 y 4.6°C más bajas de lo normal (Fagan, 2000).

En el México central, los eventos volcánicos de 1783 y 1815 se manifestaron de manera muy distinta. Los efectos de la erupción del volcán Laki fueron devastadores en los dos años siguientes a la erupción, dando lugar a sequías y heladas severas que provocaron el denominado año del hambre (1785), epidemias, y una escasez de alimentos que duró hasta 1787. Por el contrario, la erupción del Tambora provocó fuertes tormentas en el mismo mes de la erupción y durante todo el verano de 1815 (Garza Merodio, 2014).

Capítulo 2 . Aspectos físico-geográficos del volcán Citlaltépetl

2.1 Localización

El estratovolcán Citlaltépetl o “Montaña de la Estrella”, de acuerdo con su traducción del náhuatl, es también conocido como el Pico de Orizaba. Se ubica en los límites del estado de Puebla y Veracruz (19°01´N; 97°15´O) (Fig. 20) y es considerado el volcán activo más alto de Norteamérica (de la Cruz y Carrasco, 2002) y la cima más alta de México con una altura de 5,675 msnm. Debido a su altitud alberga glaciares en su cumbre.

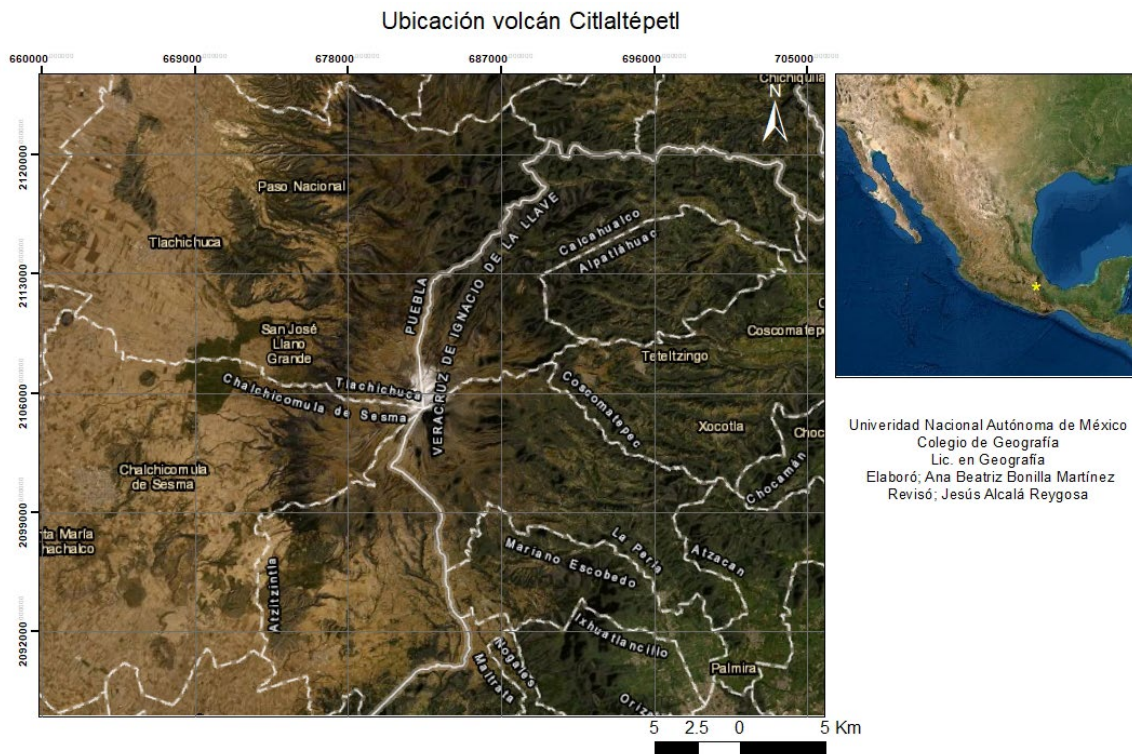


Figura 20. El volcán Citlaltépetl se ubica entre los estados de Puebla (al oeste) y Veracruz (este). El Citlaltépetl se erige sobre un relieve asimétrico, elevándose 2,900 m sobre el Altiplano (2,400 msnm) y 4,300 m sobre la llanura costera del Golfo de México (Carrasco y Rose, 1995). Forma parte de la cadena orográfica Cofre de Perote-Pico de Orizaba de dirección N-S, separando el altiplano central mexicano que es seco de las llanuras predominantemente húmedas que se encuentran a lo largo del Golfo de México (Cortés y principalmente Granados, 2012).

Dentro del contexto tectovolcánico de México, el Citlaltépetl se ubica en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), que está conformado por otros estratovolcanes como el Tláloc, Iztaccíhuatl, Popocatepetl y Cofre de Perote entre otros. Aparece alineado transversalmente con una dirección N-S respecto a la dirección principal del CVTM que es E-O en su parte central. El Citlaltépetl es un edificio poligenético cuyo cono está conformado por rocas andesíticas y obsidianas. Su basamento consiste en rocas calizas plegadas del Cretácico cubiertas por rocas volcánicas y sedimentos lacustres del Terciario (Concha et al., 2005). El edificio volcánico se formó sobre una falla normal con una orientación N-S que separa la región del Altiplano de la planicie del Golfo de México. Además, se han reportado fallas con dirección E-O cercanas a la cumbre y dos conjuntos de fracturas, uno de ellos con dirección N-S y E-O, y el otro conjunto con dirección NO-SE y NE-SO. El cráter tiene una forma elíptica con una profundidad de ~300 m (Ramos et al., 2008).

2.2 El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)

El CVTM es un arco volcánico del Neógeno que resulta de la subducción de la Placa Rivera y de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana. Está constituido por aproximadamente 8,000 estructuras volcánicas y diversos cuerpos intrusivos que cruzan el centro de México desde el océano Pacífico hasta el *Golfo de México con una dirección E-O en su parte central y oriental y ONO-ESE en su parte occidental entre los paralelos 18°30' y 21°30' N. Tiene una longitud de 1,000 km aproximadamente y un ancho que varía entre los 80 y los 230 km (Ferrari et al., 2000, 2012)*. A lo largo del CVTM el basamento y la litología presentan una heterogeneidad geoquímica y variabilidad de estilos volcánicos asociado a los fenómenos de subducción e intraplaca. Las dos placas oceánicas controlan la diversidad magmática de forma directa e indirecta, ya que presentan parámetros geofísicos y una composición diferenciada. Además, ambas placas están sometidas a un régimen tectónico distensivo variable a lo largo de la placa continental y el basamento cortical presenta diferentes edades, espesores y composiciones debido

a la subducción, lo cual le infiere una diversa composición a la fuente mantélica (Gómez et al., 2005).

La actividad volcánica en el CVTM se inició hace 19 Ma, presentando una mayor actividad durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno a causa de la reubicación de la Placa de Cocos en una posición horizontal (Ferrari, 2004). Los materiales volcánicos resultantes de este proceso son rocas ígneas extrusivas como el basalto, la riolita y principalmente materiales de composición intermedia que se acumularon en distintos espesores a lo largo del CVTM.

La diferencia en los espesores de los materiales volcánicos se debe a la presencia de horts y graven originados por la actividad tectónica a lo largo de la CVTM, por lo cual se configuró una morfología de planicies escalonadas dispuestas entre los 500 y 2 600 msnm. Sobre estas superficies se disponen una amplia variedad de estructuras volcánicas como campos monogenéticos, calderas, complejos de domos y estratovolcanes con alturas superiores a los 3,000 msnm (Moncada y López, 2016).

De acuerdo con el tipo de vulcanismo, la composición química del basamento y estilos tectónicos, el CVTM se divide en tres sectores: oriental, central y occidental (Fig. 21) (Ferrari, 2000; Gómez et al., 2005). El sector oriental del CVTM, de especial interés en este trabajo de investigación, se encuentra entre el sistema de fallas

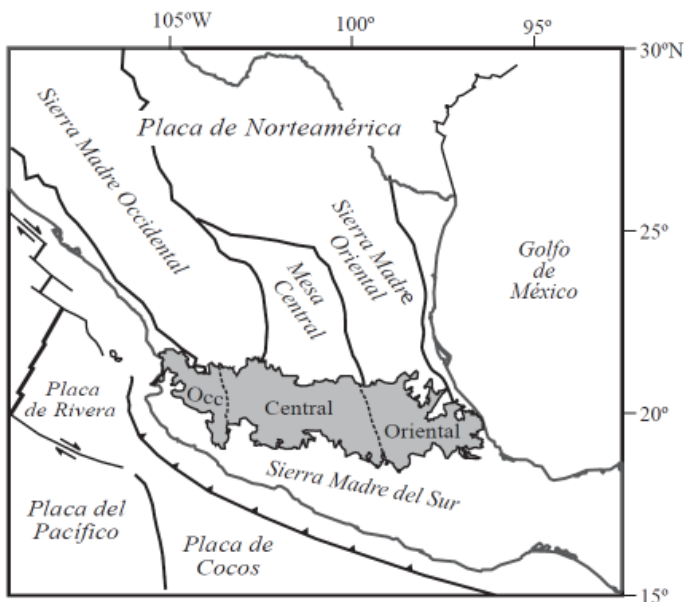


Figura 21. El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (gris) se divide en tres zonas en concordancia con las principales provincias geológicas mexicanas. El CVTM tiene una distribución transversal respecto a dichas provincias. Imagen de Gómez (2005).

Taxco-San Miguel de Allende y la Costa del Golfo de México y en esta sección se presentan basamentos del Precámbrico (>540-490 Ma) y Paleozoico (524-521 Ma). La placa continental tiene un espesor de ~50 km, siendo el mayor espesor del CVTM (Ferrari et al., 2012). En este sector se formaron grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica y hay un escaso número de campos monogenéticos basálticos (Ferrari, 2000).

2.3 Origen y evolución volcánica del Citlaltépetl

El Citlaltépetl es un estratovolcán del Cuaternario que ha presentado una larga y compleja evolución (Carrasco Núñez, 2000) (Fig. 22). Se encuentra emplazado sobre una depresión que, según una primera hipótesis, es una caldera formada con anterioridad al primer cono (Robin y Cantagrel, 1982). Sin embargo, Concha et al. (2005) identificaron la presencia de estructuras tectónicas preexistentes que contribuyeron a la formación de la cadena volcánica, por lo cual los edificios volcánicos situados a lo largo de la cadena volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba se encuentran sobre un graben que está desplazado 900 m verticalmente.

De acuerdo con Carrasco Núñez (2000), el Citlaltépetl ha experimentado tres fases de construcción y destrucción del cono principal. La primera fase de formación corresponde al edificio volcánico Torrecillas (al sur) cuya edad estimada es de 0.5 Ma. Su actividad se caracterizó por ser principalmente efusiva con emisiones de lavas andesíticas y dacíticas denominadas Jamapa y lavas andesíticas con piroxenos denominadas Torrecillas. El colapso del edificio Torrecillas ocurrió hace 0.25 Ma AP, iniciándose a continuación la segunda fase de construcción de un segundo cono (Carrasco y Rose, 1995).

La segunda fase se corresponde con la construcción del cono Espolón de Oro (al norte), el cual comenzó su formación aproximadamente hace 0.21 Ma AP con la emisión de lavas andesíticas con anfíbol que dieron forma a la estructura denominada Paso de Buey. Posteriormente, la emisión de lavas dacíticas con anfíbol, que fluyeron hacia el sursuroeste, conformaron el cono Espolón de Oro. El

colapso de este cono se calcula que ocurrió hace 13-27 ka AP (Carrasco Núñez et al., 2006).

La tercera fase comenzó hace 13 ka, con una alternancia de erupciones explosivas y efusivas. La actividad explosiva tuvo dos episodios relevantes: el primero ocurrió hace 9-8.5 ka y fue denominado ignimbrita “Citlaltépetl” del cual resultó una secuencia compleja de diversos depósitos de flujos piroclásticos de varios metros de espesor cubiertos por una capa de pómez. El segundo episodio explosivo se registró hace 4.6-4.0 ka, durante el cual se emitieron flujos de bloques y cenizas acompañados de lahares debido al deshielo de un glaciar (Carrasco, 2000; Alcalá et al., 2020).

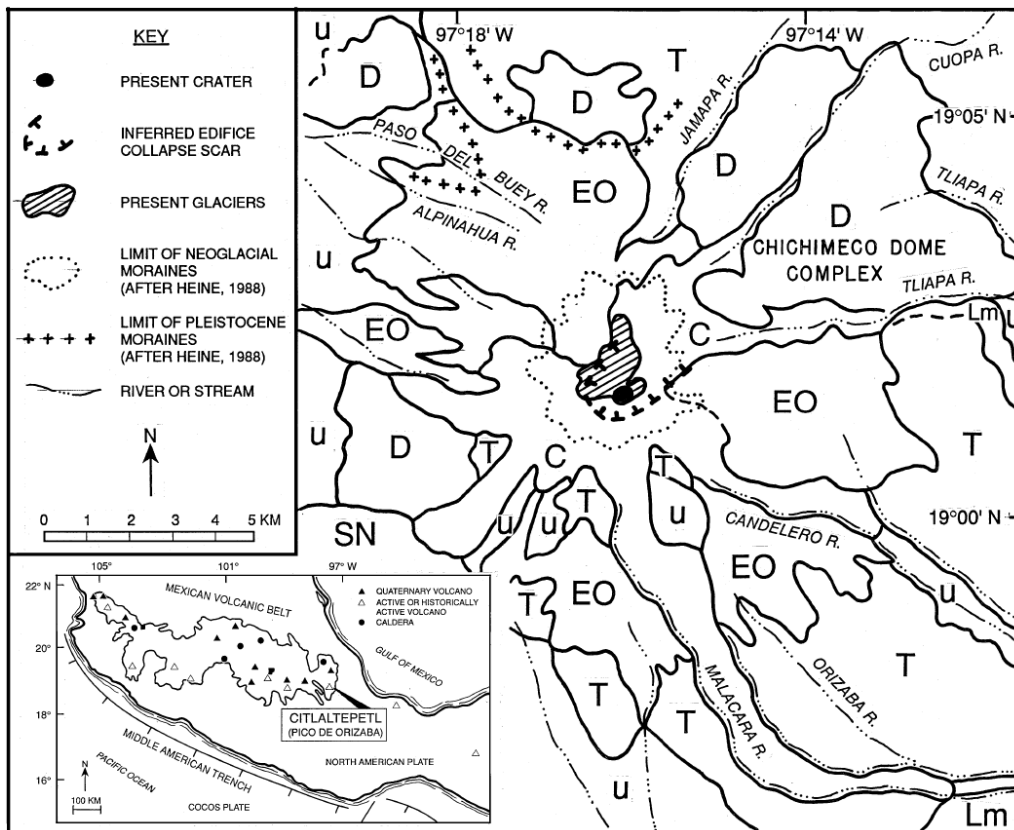
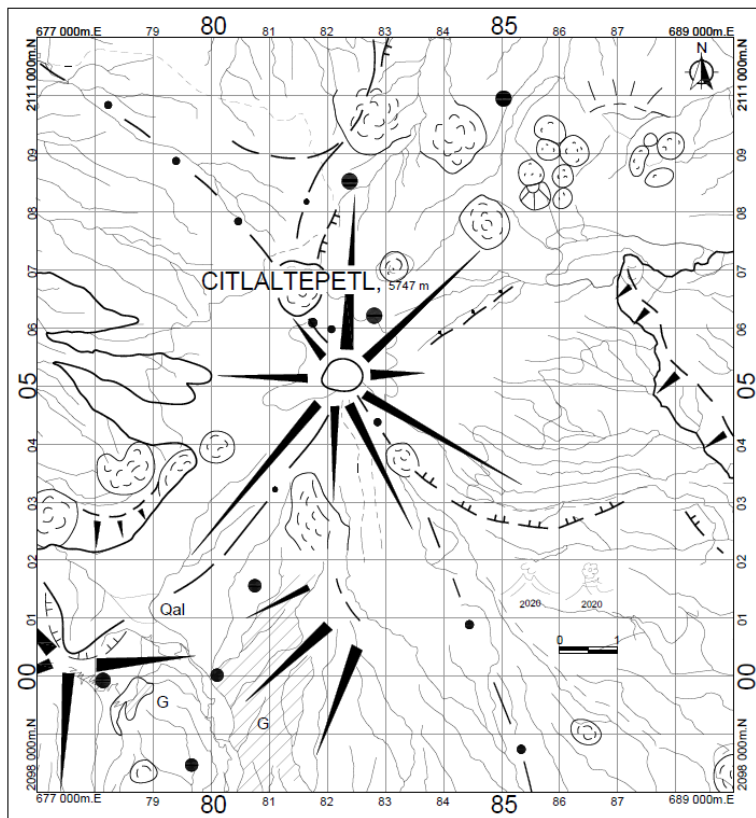


Figura 22. Se visualizan los materiales que constituyen las tres fases de construcción del cono volcánico del Citlaltépetl. Los siguientes símbolos correspondientes a cada fase de construcción se mencionan en orden cronológico: T: Torrecillas; EO: Espolón de Oro; D: cúpulas de dacita y; C: cono Citlaltépetl. Se representa el basamento constituido por Lm: calizas del Cretácico; así como U: depósitos piroclásticos indiferenciados; y SN: volcán Sierra Negra. Asimismo, se simboliza un conjunto morrénico del Pleistoceno (línea de cruces), con lo cual se confirma que la actividad volcánica y glaciar han interactuado a lo largo del periodo de formación del volcán. Imagen de Carrasco (1996).

Durante el Holoceno se han reportado cuatro eventos volcánicos: el primero hace 7.02-6.20 ka, el segundo hace 3.45-3.4 ka, el tercero, conocido como evento Texmola que ocurrió hace 1910-1860 años AP, y por último el evento Excola que ocurrió hace 700 años AP (Fig.23). El evento Texmola se caracterizó por la emisión de dos tipos de flujos; uno de bloques y ceniza y otro de escoria y ceniza seguido por una emisión de lavas que se dirigieron hacia el noreste del cono. El evento Excola, el cual presentó una erupción de tipo Pliniana, está representado por dos flujos piroclásticos en la base sobre los cuales se emplaza un flujo lahárico cubierto por una capa de piedra pómez. Posteriormente se registraron otras siete erupciones de menor intensidad entre los años 1537 y 1687. La acumulación de todos estos materiales, sobre los restos de los antiguos cráteres y edificios volcánicos y diversos domos situados fuera del cráter central, ha permitido la construcción del cono actual Citlaltépetl. El cráter actual presenta una geometría semicircular con 500 m de ancho y 130 m de profundidad (Carrasco y Rose, 1995; Alcalá et al., 2020).

El vulcanismo periférico, que básicamente consistió en la formación de domos, se desarrolló durante las dos últimas fases de construcción del Citlaltépetl. Estos domos son del más antiguo al más reciente: el Tecomale, Colorado, Sillatepec, Chichihuale y el complejo de domos el Chichimeco. El domo Tecomale está conformado por flujos de riolita y obsidiana más jóvenes que la dacita del Espolon de Oro (0.21–0.02 Ma) mientras que el domo Colorado se compone de dacita porfírica y tiene una edad aprox de 0.09 Ma. Por su parte, los domos Sillatepec y Chichihuale tienen una composición dacítica porfírica y su edad es aún desconocida. Por último, el complejo de domos “el Chichimeco” es el más joven con una edad aproximada de $8,630 \pm 90$ años AP, y está compuesto por andesitas con anfíbol (Carrasco, 2000).

MAPA GEOLÓGICO VOLCÁN CITLALTEPETL (PICO DE ORIZABA)



Leyenda

- | | | | |
|-----|---|------------------------------|------------------------------------|
| Qal | Depósitos aluviales | | |
| Qv | Lavas y Tobas | | |
| QOP | Sierra Citlaltépetl (Pico de Orizaba) - Cofre de Perote | | CUATERNARIO |
| | | | |
| QOP | c | conos | Circo de antiguo glaciar y tilitas |
| | d | domos | |
| | | | Glaciar |
| | | | |
| | | Indicio de Caldera o Colapso | |
| | | | Colapso |
| | | Volcán | |
| | | | Fallas inferidas profundas |
| | | | |
| | | Colapso inferido sepultado | |

Mooser, F. (1979)

Mooser, F., Cruz Almanza, M. (2020)

Fuente:

Mooser, F. (1979): Estudio geológico Planta Nucleoeléctrica Laguna Verde, Comisión Federal de Electricidad, Veracruz.

Figura 23. En el cráter del volcán Citlaltépetl se infiere una falla normal sepultada en dirección noreste buzando al noroeste, que marca el límite sur de la Fosa Cuesta Blanca. Las fallas este-noreste se formaron primeramente en el Jurásico, reactivándose en el Mioceno inferior, período en el que se formaron los grandes volcanes, entre ellos el Citlaltépetl (*Santoyo et al., 2005*). Las fallas en dirección norte-noreste se extienden desde el sur del volcán Citlaltépetl y se prolongan hacia los volcanes Xico y Cofre de Perote; otro rasgo tectónico importante inferido es el Colapso Orizaba (Colapso inferido sepultado) que corta el centro del volcán. Regionalmente, en las inmediaciones al oriente del volcán se infieren fallas en dirección NW, las cuales se prolongan hasta la Caldera Chingahuapan (comunicación verbal Mooser, F. 2022).

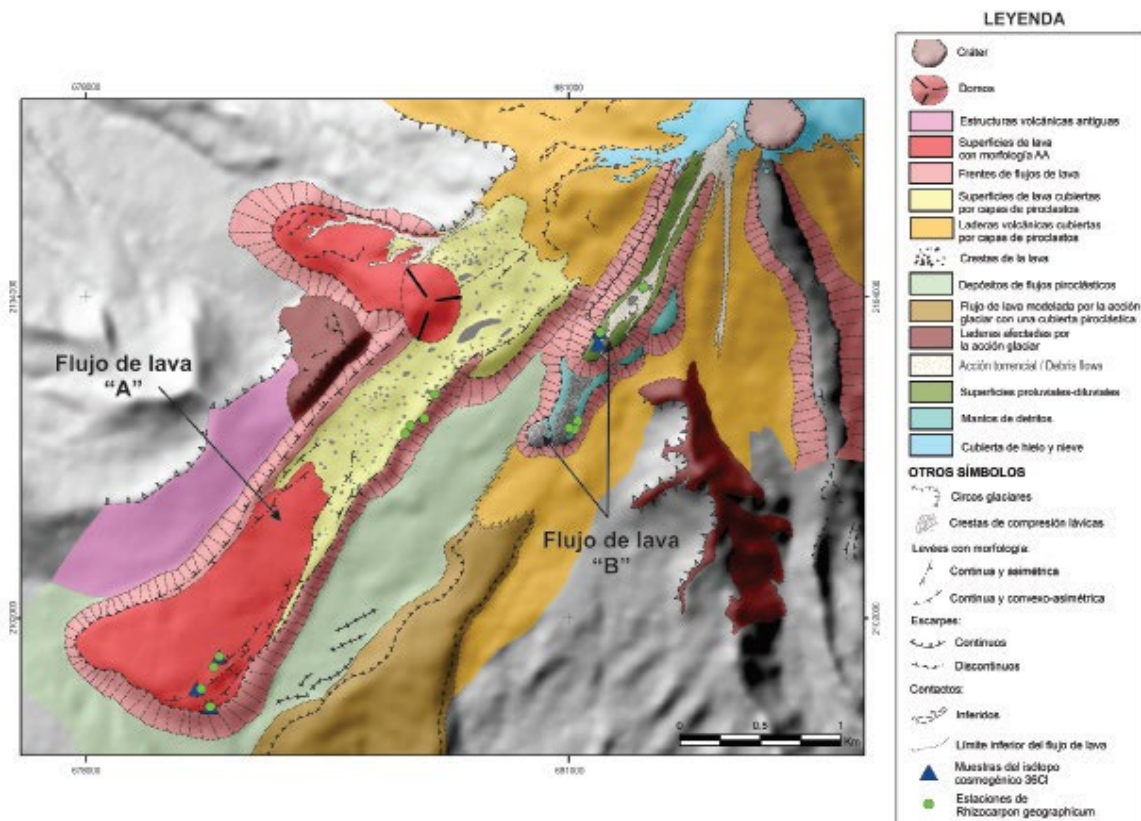


Figura 24. Mapa geomorfológico del flanco suroeste del Citlaltépetl elaborado por Alcalá et al. (2020). Los flujos de lava “A” y “B” han sido previamente atribuidos a eventos volcánicos ocurridos en los siglos XVI y XVII, pero tras la combinación de diferentes métodos de fechamiento se ha determinado que ambos flujos son más antiguos, en concreto, del Holoceno tardío.

2.4 Evolución glacial del Citlaltépetl

En México, las evidencias geomorfológicas del último máximo avance glacial del Pleistoceno se encuentran en los grandes estratovolcanes de más de 3,800 msnm ubicados en el CVTM. El registro morrénico de este evento se conserva principalmente en los volcanes Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, La Malinche, Tancitaro, Cofre de Perote y el Ajusco debido a su inactividad volcánica. Por ser antiguo y el más alto de México, White (1986) supuso que el Citlaltépetl tendría morrenas del Pleistoceno. Sin embargo, de acuerdo con Palacios (1999) y Caballero

et al. (2010) la morfología glaciar del Pleistoceno ubicada en el Citlaltépetl fue parcialmente cubierta o destruida por la actividad volcánica, aunque todavía se conservan algunos restos de morrenas de este periodo como se aprecia en el mapa geomorfológico de Carrasco (1996) que corresponde a la figura 22.

Sin embargo, hay evidencias claras de dos avances Neoglaciares en el Citlaltépetl: el primer avance ocurrió hace 2,000-3,000 años AP conservándose morrenas en la cota de los 4,000-4,500 msnm (Cortes y Delgado, 2012); el segundo avance corresponde *a priori* con el periodo de la PEH, donde la lengua glaciar Jamapa y otras lenguas contiguas depositaron morrenas a 4,395 metros de altitud (Palacios y Vázquez, 1996), pero todavía no han sido datadas. Al finalizar la PEH, se inició el retroceso de los glaciares del Citlaltépetl, y en general, de los glaciares mexicanos.

De acuerdo con las estimaciones de Cortés y Delgado (2015), el glaciar del Citlaltépetl abarcaba un área de 2.24 km² en el año 1958 y contaba con cuatro glaciares: el Gran Glaciar Norte, el Glaciar Oriental, el Glaciar Occidental y el Glaciar Suroeste. Se calcula que desde 1958 a 1989, el área del glaciar se redujo un 46% pasando de 2.041 km² a 1.29 km². Sin embargo, el retroceso fue aún mayor durante el periodo 1989-1998 (-9.7 m a⁻¹), situándose el frente a 4965 msnm, mientras que en el año 2017 ya había perdido un 71% de su área (Cortés et al., 2019) (Fig. 24). Por su parte, Viola et al. (2019) estimaron que el Glaciar Norte perdió un área aproximada del 30% entre los años 2001-2019, siendo el lado noreste del glaciar el que más pérdidas ha experimentado.

Dentro del Gran Glaciar Norte se encuentra la lengua de Jamapa, cuyo nombre procede de una lava denominada “Jamapa” sobre la que se deslizó. La evolución de esta lengua también ha sido estudiada, observándose un intenso retroceso. Durante la PEH, la lengua de Jamapa descendió hasta los 4,395 msnm, siendo esta posición la más baja en la que se formó una morrena terminal durante la PEH (Palacios y Vázquez, 1996). En 1945, el frente de la lengua Jamapa ya se encontraba a 4,728 msnm (Palacios et al., 1999), pero desde entonces sufrió importantes pérdidas en su área y volumen y en el año 1990 se “desprendió” del Glaciar Norte (Palacios y Vázquez, 1996; Cortés y Delgado, 2015). De hecho, un

monitoreo de los glaciares del Citlaltépetl desarrollado vía remota muestra que los remanentes de la lengua Jamapa han desaparecido (Viola et al., 2019). Actualmente solo persisten el Glaciar Norte y el Glaciar Noroccidental.

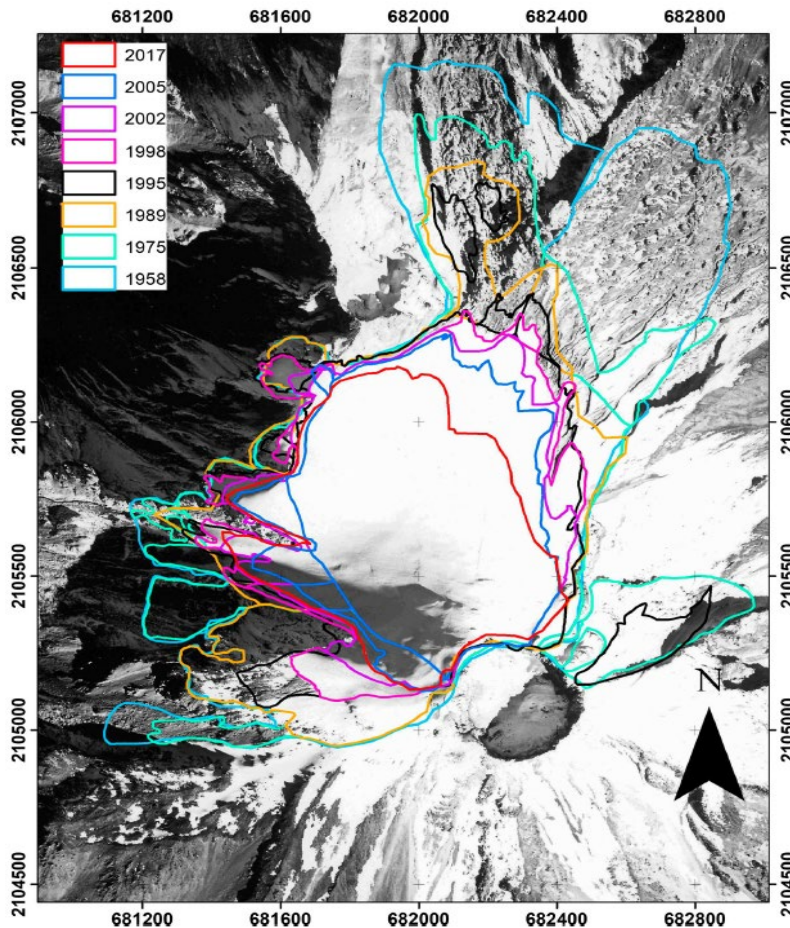


Figura 25. Evolución de la superficie glaciar del Citlaltépetl desde 1958 hasta 2017. El calentamiento global que se ha producido desde el final de la PEH ha provocado un retroceso significativo de la masa de hielo hasta el punto de que algunas partes del glaciar han desaparecido (Palacios y Vázquez, 1996; Cortés et al. 2019). Mapa de Cortés et al. (2019)

2.5 Clima

Los glaciares del Citlaltépetl se encuentran a una altitud mayor de 4,500 msnm lo cual es favorable para su preservación. Al estar ubicado entre los trópicos y cerca de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), el régimen climático se caracteriza por una baja variabilidad de la temperatura del aire durante todo el año, permaneciendo de forma continua en torno a 0°C (Cortés et al., 2019).

El clima predominante entre los 4,000-4,500 msnm del Citlaltépetl es de una temperatura media entre los 2.5 y 5°C con una amplitud térmica de ~6°C; el promedio anual de días con heladas es de 200 a 210 y la precipitación media anual es de ~800-900 mm que se presenta entre los meses de mayo y octubre (Alcalá et al., 2020). Respecto al clima e hidrología del área del volcán, existen tres tipos de clima: de hielo permanente (EF), frío con lluvias en verano (ETH) y semifrío-subhúmedo con isotermas de -2 a 12 °C e isoyetas de 1 000 a 1 200 m (Cb).

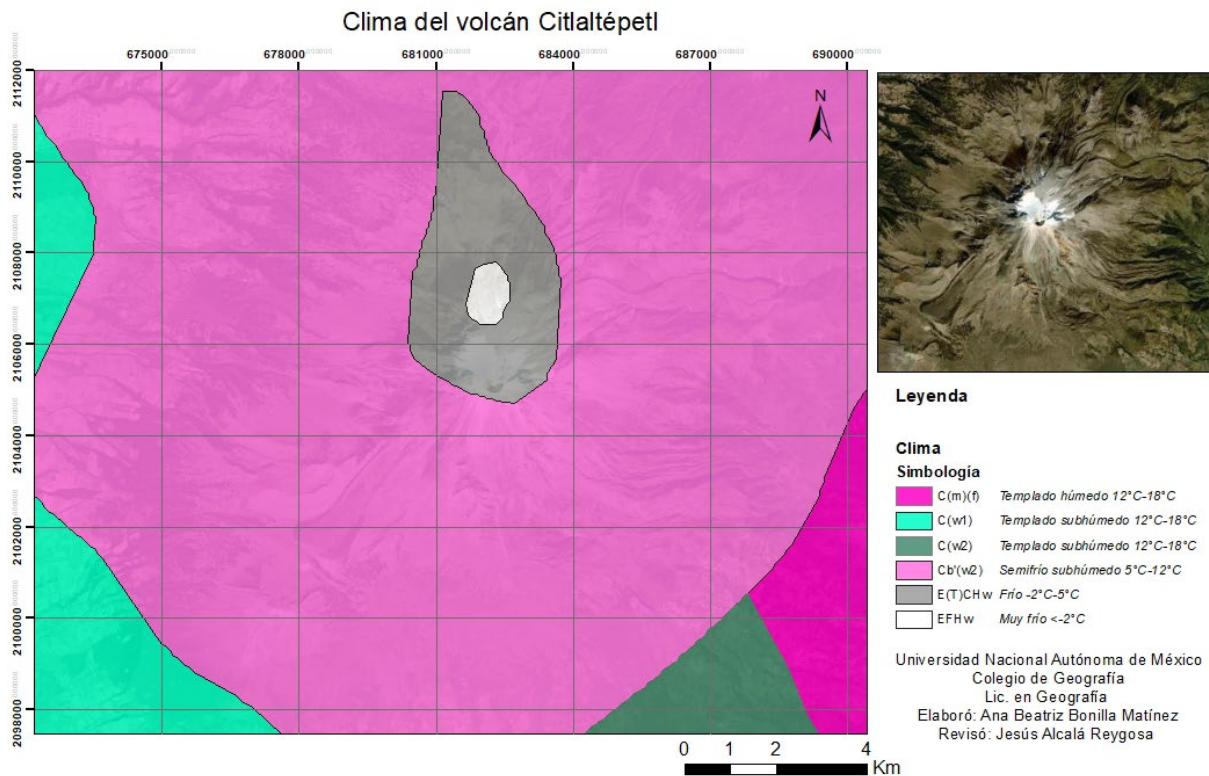


Figura 26. El área de estudio, situado por encima de los 4,000 msnm, tiene un clima E(T)CHw que es frío con una temperatura media anual entre -2° y 5°C con un régimen de precipitación en el verano y EFhw que es muy frío con una temperatura media anual menor a -2°C. El promedio anual de días con heladas es entre 200 y 210 y la precipitación media anual es de ~800-900 mm, registrándose en su mayor parte en forma de nieve entre los meses de mayo y octubre (Reyna et al., 2012; Alcalá et al., 2020). Elaboración propia con datos de CONABIO (<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>). La capa del clima que se utilizó para elaborar este mapa se encuentra desplazada hacia el norte debido a la escala a la que fueron elaborados los shapefiles (1: 1 000 000).

2.6 Edafología

De acuerdo con la Guía para la interpretación de cartografía: edafología (INEGI, 2014) las características de los suelos que se encuentran desde el cráter hasta la base del cono del Pico de Orizaba son:

Litsoles (*l*): son suelos que se caracterizan por tener una profundidad menor a 10 cm. Se puede decir que son suelos rocosos, carentes de horizontes.

Regosoles eútricos (*Re*): presentan una capa de material suelto que cubre a la roca madre y tienen poco desarrollo así que sus horizontes son muy similares y carecen de materia orgánica; suelen ser ligeramente ácido a alcalino, por lo cual son suelos fértiles.

Andosoles Húmicos (*Th*): son suelos de origen volcánico conformado principalmente por cenizas. La tonalidad es oscura y tienen una alta capacidad de retención de humedad. La capa superficial suele ser oscura y rica en materia orgánica, mientras que su pH es ácido por lo cual es pobre en nutrientes para algunos tipos de vegetación.

Andosoles Ocrícos (*To*): son similares a *Th* y lo único es que *To* suele desarrollar una capa exterior de color claro que es pobre en materia orgánica.

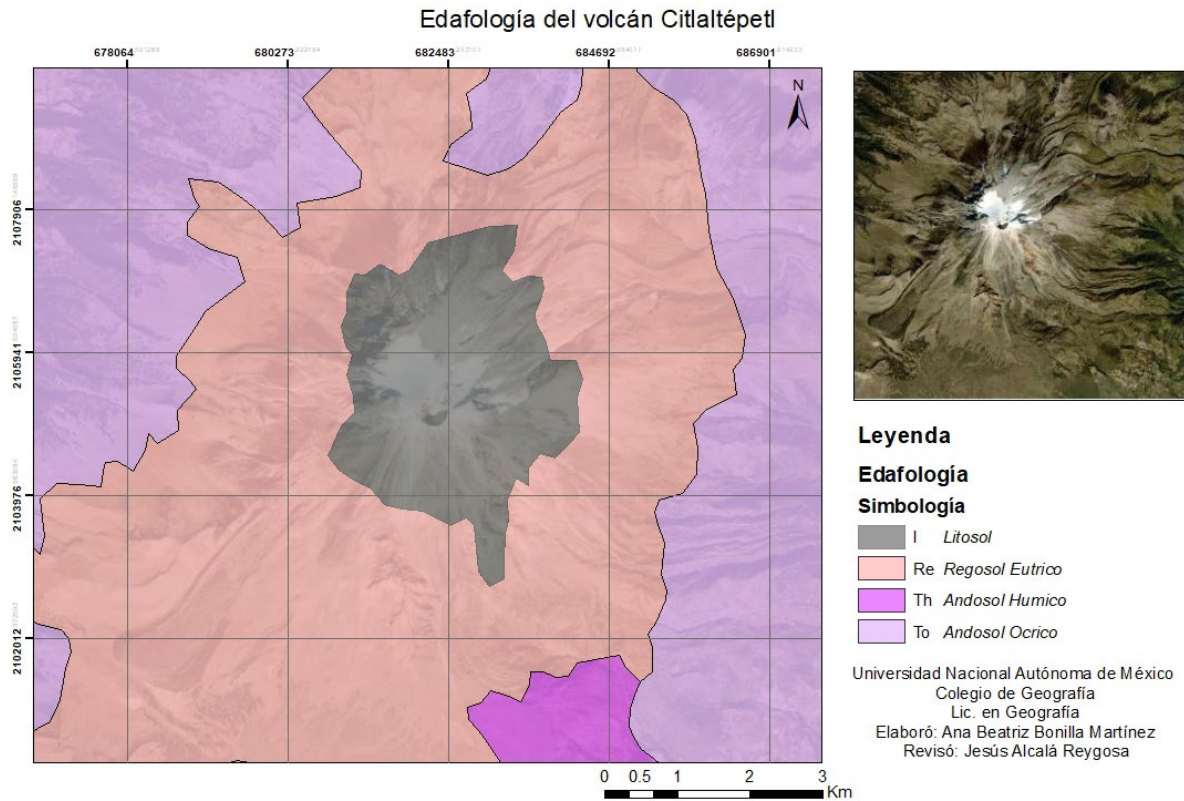


Figura 27. Mapa con la distribución de los diferentes tipos de suelo en la zona de estudio, siendo predominante el Regosol Eutrítico (Re) y el Litosol (I), seguido por Andosol Ócrico (To). También se desarrolla en el área de estudio el Andosol Húmico (Th). Elaboración propia con datos de CONABIO (<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>). La capa edafológica que se utilizó para elaborar este mapa se encuentra desplazada hacia el norte debido a la escala a la que fueron elaborados los shapefiles (1: 1 000 000).

2.7 Vegetación

Cerca del área de estudio (4, 395 msnm) se ubica el límite superior del bosque (3, 600- 4, 300 msnm aprox.), donde crece el pino negro también conocido como pino de montaña (*Pinus hartwegii*) así como varios arbustos como el escobillo (*Baccharis conferta*). Asimismo, se encuentran especies herbáceas como el garbancillo (*Lupinus* sp.), el cardo (*Cirsium* sp.), la garra de león (*Potentilla glandulosa*), el azumiate (*Senecio* sp.), y el zacate (*Festuca toluensis*) (Fig. 27) (CONANP, 2015).



Figura 28. El pastizal alpino es la vegetación predominante por encima del límite superior del bosque en el Citlaltépetl. Imagen de Hernández Rivera, et al., (2019)

Por encima de los 4,300 msnm predomina la vegetación del páramo de altura, donde destaca el pasto de zacate alpino (*Festuca sp*) y el enebro azul (*Juniperus sabinoides*). Además, se encuentra una amplia variedad de especies entre las cuales destacan el zacate *Festuca toluensis*, zacate

Trisetum spicatum, *Draba nivicola*, *Draba jorullensis*, cardo (*Cirsium nivale*), *Oxylobus arbutifolius*, garanona (*Castilleja toluensis*), zacatón (*Muhlenbergia macroura*), garbancillo (*Lupinus montanus*), *Ottoa oenanthoides*, helecho (*Asplenium castaneum*) y azumiate (*Senecio callosus*) (CONANP, 2015).

2.8 Hidrología

El volcán Citlaltépetl divide dos regiones hidrológicas de acuerdo a la regionalización de CONAGUA: la Región Hidrología No. 28 Papaloapan y la Región Hidrológica No. 18 Balsas (CONAGUA, 2017).

El sistema fluvial principal de la Región Hidrológica 28 es la cuenca del río Papaloapan que a su vez se subdivide en 12 subcuencas hidrológicas ubicadas en los estados de Puebla, Veracruz y Oaxaca. Esta cuenca, de tipo exorreico, drena el agua superficial hacia el Golfo de México mediante los ríos Actopan, La Antigua y Jamapa. Este último río es el afluente principal de la subcuenca Jamapa (Fig. 28), el cual nace en las laderas del Citlaltépetl. La subcuenca Jamapa se ubica entre los 18° 45' y 19° 14' N y 95° 56' y 97° 17' W y tiene un área aproximada de 3,912 km²

que se distribuye casi en su totalidad por el estado de Veracruz y lo conforman dos ríos: el río Cotaxtla y Jamapa (Pereyra et al., 2010).

La fusión del glaciar del Citlaltépetl da lugar al río Cotaxtla el cual drena un área de 1,679 km² en la zona limítrofe de los estados de Puebla y Veracruz. Esta zona, conocida con el nombre de río Barranca de Chocomán, incluye las laderas nororientales del Citlaltépetl. A partir de la confluencia con el arroyo Cuatro Caminos, el colector principal atraviesa campos de cultivo y cambia su nombre a río Cotaxtla. Aguas abajo de esta confluencia, recibe por la margen izquierda al río Jamapa y sigue su curso con un rumbo este-noreste, pasando por el poblado de Cotaxtla (CONAGUA, 2014).

El río Jamapa nace en la Barranca de Coscomatepec, situada en la ladera septentrional del Citlaltépetl a 4,700 m de altitud. Su curso sigue un rumbo este, por terreno de topografía montañosa donde colecta corrientes que nacen en la Sierra Madre Oriental, concretamente en la zona comprendida entre las porciones norte del Pico de Orizaba y sureste del cerro de La Cumbre (CONAGUA, 2014). Asimismo, del deshielo glaciar nace el río Blanco, el cual tiene un área drenada de 3,130 km² y desemboca en la laguna de Alvarado (Pereyra et al., 2010).

Capítulo 3. Metodología

Para llevar a cabo este trabajo de investigación, se siguió la siguiente estrategia metodológica (Fig. 29):

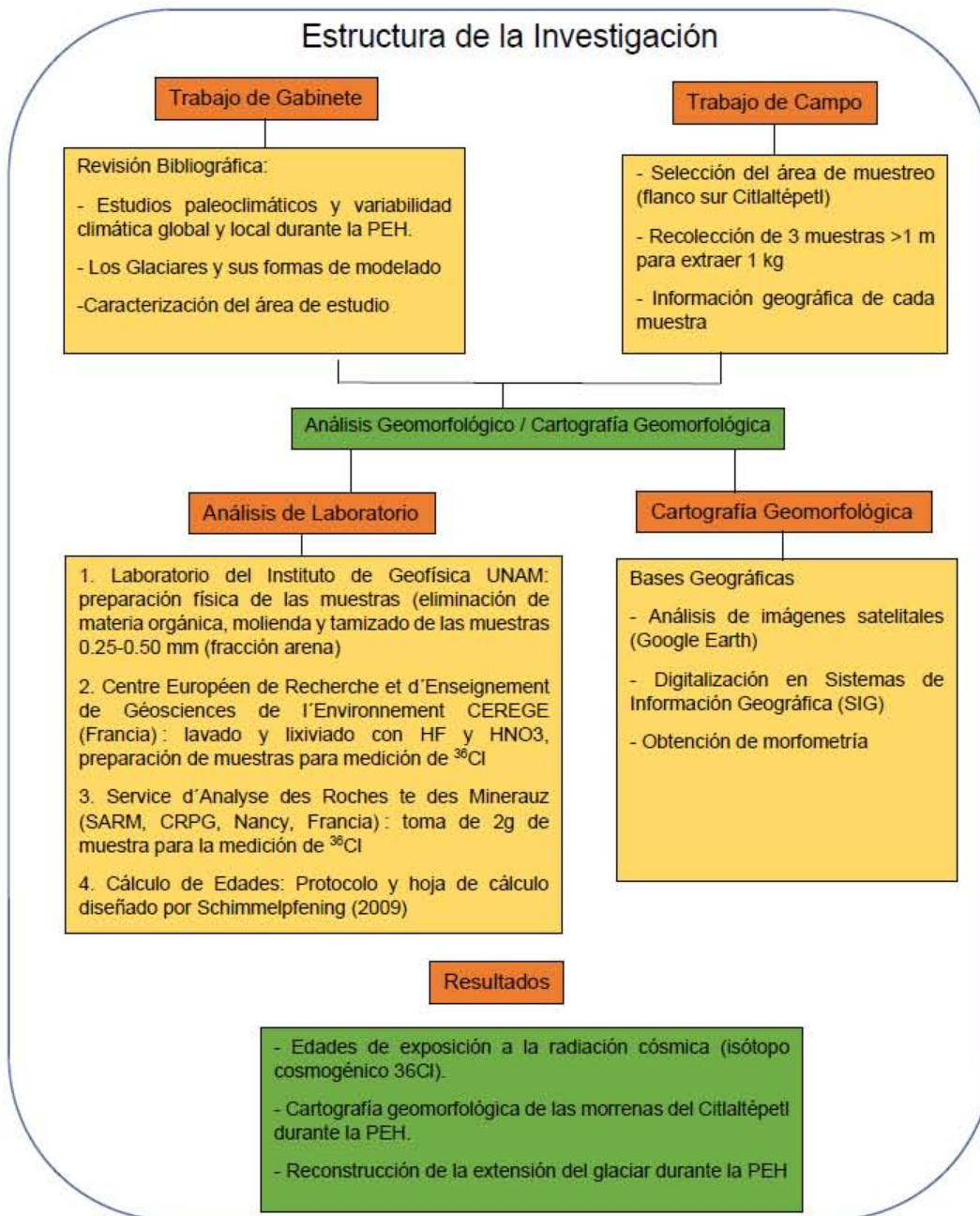


Figura 29. Diagrama metodológico de la estructura del trabajo de investigación

En primer lugar, se recopiló y analizó la información más importante referente a estudios internacionales y nacionales sobre los glaciares, sus formas de modelado y su dinámica desde la PEH. También se estudiaron los aspectos referentes al clima y su evolución durante la PEH con el fin de generar un marco en el que contextualizar los resultados obtenidos en la investigación.

Después, se elaboró una cartografía geomorfológica detallada de las morrenas relacionadas con la PEH del Citlaltépetl basada en la interpretación de imágenes satelitales (Google Earth) y trabajo de campo. La delimitación de las morrenas permitió reconstruir la extensión del glaciar durante la PEH y evaluar la magnitud del avance del hielo durante ese periodo frío.

El último paso consistió en el fechamiento de un complejo morrénico que fue delimitado en la cartografía geomorfológica. Dicho complejo se localiza en el flanco sur del Citlaltépetl, y durante el trabajo de campo se tomaron muestras de roca para obtener su edad mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl producido *in situ*. Los datos obtenidos resultan de gran interés, ya que son los primeros fechamientos directos en morrenas de dicho periodo en México.

En los siguientes apartados, se muestra con detalle el criterio que se ha seguido en cada metodología para lograr el objetivo de la investigación.

3.1 Revisión Bibliográfica

Las fuentes de información recopiladas fueron principalmente artículos científicos publicados en revistas nacionales e internacionales, tesis y documentos generados por diversas entidades gubernamentales. Por un lado, el análisis de estas fuentes permitió establecer un marco de referencia sobre la dinámica glaciar, el modelado glaciar y las cronologías obtenidas con diferentes metodologías de fechamiento en diversas áreas de montaña correspondientes con la PEH. También se analizaron los cambios climáticos que tuvieron lugar durante la PEH tanto en México como en el resto del planeta y cuáles fueron los factores involucrados en el origen de este

periodo frío. Por otro lado, dicho análisis hizo posible la caracterización del área de estudio en donde se muestran sus principales rasgos geográficos, geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, climáticos y biogeográficos. Así, la síntesis realizada fue fundamental para después contextualizar los resultados obtenidos en la investigación y establecer unas conclusiones.

3.2 Cartografía geomorfológica.

El mapa geomorfológico detallado del complejo morrénico de la PEH en el Citlaltépetl es un documento fundamental para el presente trabajo ya que muestra su distribución y posición altitudinal. Para la elaboración del mapa, se hizo un análisis detallado de imágenes satelitales de Google Earth y trabajo de campo en determinados sectores del volcán. No se utilizaron otras fuentes de información tradicionales como fotografías aéreas o imágenes satelitales porque tienen baja resolución lo que impide visualizar las morrenas de la PEH que en su mayoría son de reducidas dimensiones.

El primer paso en la elaboración del mapa fue el análisis de imágenes satelitales existentes en la plataforma de Google Earth. El criterio para identificar y delimitar las morrenas se basó en la morfología de los depósitos y la posición altitudinal en la que se encuentran. Así, se distinguieron depósitos morrénicos laterales que son montículos de material detrítico acumulados por los glaciares que se sitúan en los bordes laterales de los valles y arcos morrénicos frontales que son depósitos detríticos glaciares de aspecto semicircular que indican el límite externo del área afectada por la masa de hielo. El complejo morrénico de la PEH se sitúa en las proximidades del glaciar actual, entre una altitud mínima de 4,320 y máxima de 4,840 msnm en todos los flancos del volcán. Este intervalo altitudinal en el que se conservan las morrenas de la PEH en el Citlaltépetl se correlacionó con el complejo morrénico de Ayoloco del Iztaccíhuatl identificado y asociado con la PEH por Vázquez-Selem y Heine (2004).

El segundo paso consistió en la digitalización de las morrenas identificadas en la plataforma de Google Earth. La digitalización se realizó directamente en dicha plataforma, creándose un archivo KMZ. Una vez terminada la digitalización en Google Earth, el archivo KMZ se exportó a un Sistema de Información Geográfica ArcGIS 10.4.1 donde se llevó a cabo un análisis cuantitativo de los depósitos morrénicos. Después, la cartografía de las morrenas obtenida en gabinete fue validada en trabajos de campo (2019-inicios 2020) aunque hay sectores del volcán (flancos oriental y occidental) donde no se pudo ascender debido a la inaccesibilidad propia del volcán y a las restricciones relacionadas con la pandemia de Covid-19.

El mapa final se editó en Google Earth donde existe la posibilidad de superponer la capa de las morrenas sobre una imagen de satélite de alta calidad del volcán y visualizarlas en un modelo 3D. Dado que las morrenas son de reducido tamaño, se seleccionó una escala 1:5,000 para una correcta visualización. Además, los límites de las morrenas sirvieron de referencia para reconstruir la extensión del hielo durante la PEH y así visualizar la magnitud del avance del glaciar durante esa fase fría. Esta reconstrucción también se realizó en Google Earth creándose otro archivo KMZ que también se exportó al ArcGIS 10.4.1. Una vez en ArcGIS se calculó el área que ocupó el glaciar mediante la herramienta Calculate Geometry.

3.3 Datación mediante el isótopo cosmogénico producido *in situ* ^{36}Cl

La datación mediante isótopos cosmogénicos se basa en la medición de la concentración de nucleidos cosmogénicos producidos *in situ* como el ^{10}Be , ^{36}Cl y ^3He que se originan por la interacción entre los átomos de los minerales presentes en la superficie terrestre y la radiación cósmica. Este método se emplea para calcular las edades de exposición de geoformas originadas entre el Plioceno (>2.65 Ma) y el Holoceno, incluidas diversas morfologías glaciares (morrenas, umbrales rocosos pulidos y estriados) y por ende los cambios climáticos.

La radiación cósmica primaria se compone principalmente de nucleones, electrones, positrones y otras partículas subatómicas con alta energía (~0.1 a 10

GeV) provenientes de nuestra galaxia y de explosiones de supernovas extragalácticas las cuales generan ondas que aceleran la radiación cósmica a través del gas interestelar (Dunai, 2010). La radiación cósmica primaria que llega a la Tierra se conforma principalmente de protones y partículas alfa y al entrar en contacto con las partículas presentes en la atmósfera se produce una cascada nuclear generando la radiación cósmica secundaria, donde las partículas subatómicas resultantes de la espalación (fragmentación) son principalmente neutrones, muones y otras partículas subatómicas que pierden energía progresivamente hasta llegar a la superficie terrestre (Gosse y Phillips, 2001).

Los nucleidos cosmogénicos terrestres son aquellos nucleidos radioactivos producidos por la interacción de la radiación cósmica secundaria con los átomos de los minerales terrestres originando diversos tipos de nucleídos cosmogénicos (^3He , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{14}C y ^{36}Cl). Su producción depende de diversas variables generales como el campo magnético de la Tierra, la latitud y altitud; y de variables locales como la variación del espesor de la atmósfera, la cobertura nival, la cobertura vegetal, la cubierta edáfica etc. por lo cual se realizan ajustes en los modelos matemáticos para calcular la tasa de producción de los nucleidos cosmogénicos mencionados anteriormente en cualquier ubicación (Dunai, 2010).

En este trabajo, el isótopo que se utilizó para datar las formas morrénicas fue el ^{36}Cl , el cual se produce mediante espalación (impacto de neutrones de alta velocidad sobre los elementos Ca y K de las rocas) y la absorción de muones (Gosse y Phillips, 2001). Los motivos para seleccionar el isótopo ^{36}Cl fueron los siguientes: a) Permite fechar todo tipo de litologías, incluidas las rocas volcánicas básicas; b) Su tratamiento y cuantificación en el espectrómetro de masas mediante un acelerador de partículas (AMS) es factible; c) Tiene una vida media de 300,000 años lo que es perfectamente adecuado para las formas glaciares del Citlaltépetl; d) Se han obtenido edades pioneras con un reducido grado de incertidumbre en morrenas de la PEH en otros ámbitos del planeta como es el caso de Groenlandia (Jomelli et al., 2016).

El procedimiento que se aplicó para determinar la concentración de ^{36}Cl se expone a continuación:

3.3.1. Selección del área de muestreo

Los requisitos para la selección del área de muestreo fueron básicamente dos: la presencia de formas morrénicas prominentes y bien conservadas y una buena accesibilidad. Tras el estudio de la cartografía geomorfológica, las morrenas seleccionadas son las que se localizan en el flanco sur del volcán (Tablas 1, 2 y 3). Una vez en el campo, se analizaron las crestas de cada una de las morrenas seleccionadas para evaluar su estado de conservación y detectar los bloques estables de mayor tamaño ($> 1 \text{ m}$), puesto que son lo que han estado más tiempo expuestos a la radiación cósmica. Aquellos bloques cuya superficie estaba meteorizada o con signos de erosión fueron descartados.

3.3.2. Extracción de las muestras

Se tomaron muestras de roca con un martillo y un cincel de las superficies culminantes de 3 bloques estables de la cresta de la morrena más externa del complejo morrénico localizado en el flanco suroeste del volcán, que es la que indica el máximo avance del glaciar durante la PEH. Este número de muestras es el que se considera mínimo para obtener una edad estadísticamente confiable de la morrena. Cada muestra extraída fue de un kilo de roca y en cada punto de muestreo se tomaron los siguientes datos: coordenadas geográficas, altitud, inclinación y orientación de la superficie, posible espesor de la roca que se ha erosionado, las medidas del bloque (longitud, anchura y altura), el espesor de la muestra, el efecto



Figura 30. Complejo morrénico de la PEH situado en el flanco sur del Citlatépetl donde se tomaron las muestras de roca para determinar la edad de exposición mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl . Se puede observar que se trata de un depósito reciente en proceso de estabilización con comunidades líquénicas jóvenes tal y como pudo constatarse en el trabajo de campo.

del sombreado (shielding) de los relieves circundantes, la existencia de evidencias relacionadas con la presencia de cubiertas piroclásticas, nivales y edáficas así como una interpretación del contexto geomorfológico.

Tabla 1. Coordenadas UTM y Geográficas.

MUESTRA 1 4,867msnm UTM WGS 84	UTM	Coordenadas Geográficas Decimales
	680683 X 2104634 Y	Long: -97.2832276 Lat: 19.026425
MUESTRA 2 4,866msnm UTM WGS 84	680678 X 2104636 Y	Long: -97.2832275 Lat: 19.026448
MUESTRA 3 4,867msnm UTM WGS 84	680660 X 2104636 Y	Long: -97.283446 Lat: 19.026445

Ubicación de la extracción de muestras de la morrena terminal (MT9).

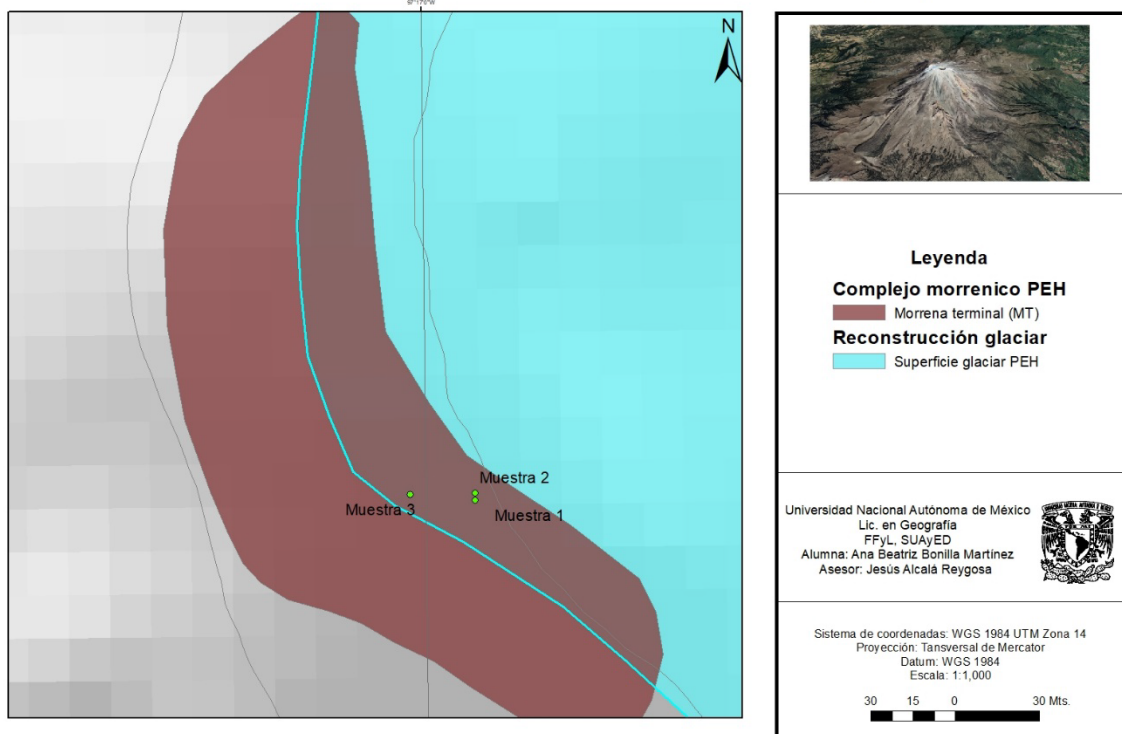


Figura 31. Ubicación de los bloques de la morrena terminal situada en el flanco sur del Citlaltépetl donde se recolectaron muestras de roca para el fechamiento con el isótopo cosmogénico ^{36}Cl .

3.3.3. Tratamiento de las muestras en el laboratorio

El tratamiento físico de las muestras se llevó a cabo en el laboratorio del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Primero se eliminaron posibles residuos de materia orgánica (líquenes, musgos, etc.) adheridos a cada muestra con un cepillo. Posteriormente, las muestras se trituraron en una máquina de molienda y se tamizaron hasta conseguir un tamaño de grano de 0.25-0.50 mm (fracción arena).

La preparación química se realizó en laboratorios internacionales, que en este caso son: el Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE; Francia), y el Service d'Analyse des Roches et des

Mineraux (SARM, CRPG, Nancy, France). En el CEREGE, cada muestra se lavó en agua destilada para eliminar el polvo del grano fino.



Figura 32. Detalle de la muestra de roca colectada con martillo y cincel de la superficie del bloque de la morrena de la PEH del flanco suroeste del Citlaltépetl.

Una vez secas, las muestras fueron lixiviadas en una mezcla diluida de los ácidos HF y HNO₃ para disolver un 15-20 % de la muestra inicial, eliminar el ³⁶Cl atmosférico y minimizar la concentración de suelo potencialmente rico en Cl (Schimmelpfennig et al., 2009). Después, tras secar las muestras, se tomaron unos 2 g de cada una para analizar los elementos *target* para la producción de ³⁶Cl mediante los procesos de espalación (Ca, K, Ti, Fe) y la captura de muones (Ca, K) en el laboratorio SARM.

Antes de la disolución total del material de la muestra restante en una mezcla diluida de HF / HNO₃, se añadió un *spike* de ³⁵Cl enriquecido (~99%) a cada muestra y a una muestra de control (blank) para la dilución isotópica. Los pasos siguientes

consistieron en la precipitación de AgCl y la eliminación del sulfuro, los cuales se implementaron de acuerdo con el procedimiento descrito por Schimmelpfennig et al. (2011). Finalmente, se midieron los ratios de $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ y $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ mediante dilución isotópica en el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS) del CEREGE (Francia), lo que permitió estimar las concentraciones de ^{36}Cl y Cl. Los ratios $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ se establecieron mediante la normalización de un ^{36}Cl estándar KNSTD1600 (Sharma et al., 1990) mientras que el ratio $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ también se normalizó asumiendo un ratio natural de 3.127. Los datos de campo y laboratorio se muestran en la Fig. 33.

3.3.4. Cálculo de las edades de exposición del isótopo cosmogénico ^{36}Cl

En el cálculo de las edades, se empleó el protocolo y la hoja de cálculo de Excel diseñada por Schimmelpfennig (2009) (Fig. 33) en el cual se consideran las tasas y parámetros de producción de ^{36}Cl a nivel del mar y a latitud alta, utilizando el sistema de escala “St”. Las tasas de producción son las siguientes: 42.2 ± 4.8 átomos ^{36}Cl (g Ca) $^{-1}$ año $^{-1}$ para la espalación de Ca (Schimmelpfennig et al., 2011); 148.1 ± 7.8 átomos ^{36}Cl (g K) $^{-1}$ año $^{-1}$ para la espalación de K (Schimmelpfennig et al., 2014); 13 ± 3 átomos ^{36}Cl (g Ti) $^{-1}$ año $^{-1}$ para la espalación de Ti (Fink et al., 2000); 1.9 ± 0.2 átomos ^{36}Cl (g Fe) $^{-1}$ año $^{-1}$ para la espalación de Fe (Stone et al., 2005) y; 696 ± 185 neutrones (g aire) $^{-1}$ año $^{-1}$ de tasa de producción de neutrones epidermales derivados de neutrones rápidos formados en la transición entre la atmósfera y la superficie terrestre (Marrero et al., 2016).

En el cálculo de todas las edades se utilizó una longitud de atenuación de la energía de 160 g cm^{-2} . La producción nucleónica y muónica se determinó con el macro de Excel Cosmocalc (Vermeesch, 2007) de acuerdo con el modelo de escala de Stone (2000), mientras que el valor del sombreado del horizonte de cada muestra se estimó con la calculadora “Topographic Shielding” proporcionada por CRONUS-Earth Project (Marrero et al., 2016). No se realizaron correcciones para la erosión dado que su efecto en las superficies donde se extrajeron las muestras se considera mínimo.

Por último, no se realizaron correcciones asociadas con un posible efecto de la cubierta nival porque no se cuenta con datos fiables que permitan estimarla para el presente y para los últimos miles de años. En este sentido, las observaciones realizadas en el campo indican que la nieve solo permanece entre unos días y unas pocas semanas sobre todo durante los meses invernales.

Figura 33. (Tabla de Excel): hoja de cálculo diseñada por Schimmelpfennig (2009) para obtener las edades de exposición mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl .

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB	AC	AD	AE	AF	
Chlorine-36 exposure age and erosion rate determination: Please follow the instructions on the first worksheet																																	
1- Input																																	
<i>(and output for eroding surfaces)</i>																																	
1	element concentration in bulk rock : major element as oxides [wt-%] and trace elements [wt-ppm]					CaO [wt-%]	K ₂ O [wt-%]	TiO ₂ [wt-%]	Fe ₂ O ₃ [wt-%]	Cl [ppm]		SiO ₂ [wt-%]	Na ₂ O [wt-%]	MgO [wt-%]	Al ₂ O ₃ [wt-%]	MnO [wt-%]	P ₂ O ₅ [wt-%]	CO ₂ [wt-%]	H ₂ O [wt-%]		Li [ppm]	B [ppm]	Sm [ppm]	Gd [ppm]	Th [ppm]	U [ppm]	Cr [ppm]	Be [ppm]	N [ppm]	F [ppm]	S [ppm]	Sc [ppm]	
2						5.39	1.87	0.67	5.30	340		61.66	4.43	3.27	16.17	0.08	0.20		0.20		12.2	9.0	4.0	3.3	4.1904	1.5266	91.4454	1.1242				114	
3	element concentration in target fraction : major element as oxides [wt-%] and Cl in [wt-ppm]					4.53	1.95	0.75	6.04	706.1																							
4	uncertainty target element concentration in target fraction (oxides in [wt-%] and Cl in [wt-ppm])					0.23	0.09	0.04	0.02																								
5	depth reference: top of sample																																
6	sample thickness	cm				0																											
7	bulk rock density	rho	g cm ⁻³			2.5																											
8	mass depth reference: center of sample	z	g cm ⁻²			11.25																											
9	mass thickness	Z _s	g cm ⁻²			22.5																											
10	scaling factor for nucleonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	S _{Ca} + S _{sp}	-			13.46	0.673																										
11	scaling factor for muonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	S _{sp}	-			4.55	0.228																										
12	correction factor for shielding of a sample of arbitrary orientation by surrounding topography	S _T	-			0.97489	0.0097489																										
13	correction factor for geometry effects on spallogenic production	S _{spgeo}	-			1	0.03																										
14	correction factor for snow shielding for spallogenic production	S _{snow}	-			1	0.01																										
15	effective fast neutron attenuation coefficient	Λ _{sp}	g cm ⁻²			160																											
16	estimated ^{36}Cl concentration from inheritance at t _{exposure} =0	N _{inher(0)}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹																														
17	measured ^{36}Cl concentration in sample	N _{meas}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			1.64E+05	150813																										
18	exposure duration (independently determined or estimated)	t _{exposure}	a			360																											
19	formation age of rock (independently determined or estimated) for radiogenic correction	t _{form}	a			2000	100																										
20	erosion rate	ε	mm ka ⁻¹																														
2- Output A: exposure age of sample (only for uneroded surface)																																	
21	decay constant for ^{36}Cl	λ ₃₆	a ⁻¹			2.30E-06	1.51998E-08																										
22	scaled total sample specific ^{36}Cl production rate without radiogenic	P _{total}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹ a ⁻¹			411.1	87.6																										
23	time factor radiogenic	t				1966	99.5																										
24	calculated concentration of radiogenically produced ^{36}Cl atoms for estimated age	N _r	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			679.0	48.0																										
25	estimated ^{36}Cl concentration from inheritance at time of sampling	N _{inher(t)}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			0.0																											
26	measured ^{36}Cl concentration in sample corrected from radiogenic component and inheritance	N _{meas+inher}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			1.63E+05	150813.1																										
27	exposure age of sample	t	a			397	310.5																										
3- Output B: eroding surface																																	
28	calculated ^{36}Cl concentration for an eroding sample	N _{calc,erod}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			1.49E+05																											
29	difference measured/calculated ^{36}Cl concentration in eroding sample	ΔN _{meas-calc}				9.28%																											
30	erosion rate	ε	cm a ⁻¹			0	0																										
31	time factor with erosion for spallation reaction	t _{cosm,erod}				360	0																										
32	time factor with erosion for capture of epithermal neutrons	t _{cosm,erod}				360	0																										
33	time factor with erosion for capture of thermal neutrons	t _{cosm,erod}				360	0																										
34	time factor with erosion for capture of slow negative muons	t _{cosm,erod}				360	0																										
35	depth reference factor for spallogenic reaction	d _{sp}				0.932																											
36	depth reference factor for capture of epithermal neutrons	d _{th}				0.525																											
37	depth reference factor for capture of thermal neutrons	d _{th}				0.645																											
38	depth reference factor for capture of slow negative muons	d _{sp}				0.993																											
39	production rate coefficient corrected for sample thickness for spallogenic reaction	J _{Ca}				59.49																											
40	production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of epithermal neutrons	J _{Ca}				13.48																											
41	production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of thermal neutrons	J _{Ca}				-50.82																											
42	production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of slow negative muons	J _{Ca}				1.62																											
43	production rate coefficient for spallogenic reaction	J _{sp}				60.50																											
44	production rate coefficient for capture of epithermal neutrons	J _{th}				13.66																											
45	production rate coefficient for capture of thermal neutrons	J _{th}				-51.67																											
46	production rate coefficient for capture of slow negative muons	J _{sp}				1.65																											
4- Output C: calculated ^{36}Cl contributions from all production mechanism																																	
47	time factor cosmogenic without erosion	t _{cosm}				360	0																										
48	calculated ^{36}Cl concentration for given time + radiogenic	N _{calc,erod}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			1.49E+05	31534																										
49	difference measured/calculated ^{36}Cl concentration	ΔN _{meas-calc}				9.28%																											
50	contribution from each production mechanism:																																
51	number of atoms ^{36}Cl per g by spallation of Ca	N _{Ca}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			6021	4.05%																										
52	number of atoms ^{36}Cl per g by spallation of K	N _K	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			10559	7.11%																										
53	number of atoms ^{36}Cl per g by spallation of Ti	N _{Ti}	atoms ^{36}Cl g ⁻¹			256	0.17%																										

Capítulo 4. Resultados

4.1 Mapa Geomorfológico

Se presenta un mapa geomorfológico de escala 1:20,000 del Citlaltépetl centrado en el complejo morrénico correspondiente a la PEH (ver mapa Anexo).

Dicho complejo morrénico consta de 45 morrenas, de las cuales 12 son frontales o terminales (MT), 14 son laterales (ML) y 19 son de recesión (MR). La mayor concentración de morrenas se ubica en los flancos orientados al Norte, Noreste y Oeste, ya que en las vertientes septentrionales se registran valores térmicos inferiores debido a una menor radiación solar haciéndolas más favorables para que se produzcan procesos ligados a la acción glaciaria. Cabe destacar que en la ladera Noroeste no se conservan morrenas probablemente debido a la influencia de las pronunciadas pendientes que existen en ese sector. Sin embargo, en esa misma vertiente, en el área cercana al cráter, se encuentra el circo glaciario que contiene el actual Glaciar Norte.

El complejo morrénico abarca un área total de 870,470 m² (0.87047 km²), siendo la ML1 las de mayor área (72074 m²) y la de menor área la MR19 (1196 m²). Asimismo, el complejo morrénico se emplaza a una altitud que va de los 5,140 (MR14) a los 4,441 (ML5) msnm, así que la altitud promedio es de 4,701 msnm. La altitud a la que se emplaza el complejo morrénico del Citlaltépetl tiene correlación con el de Ayoloco del Iztaccíhuatl descrito por Vázquez Selem y Heine (2004).

4.1.1 Morrenas terminales (MT)

Las morrenas frontales o terminales son aquellos depósitos de detritos que se formaron en la parte frontal del glaciar, indicando la altitud mínima que alcanzó el avance glaciario de la PEH. Generalmente tienen una geometría semicircular conferida por la lengua del glaciar (Muñoz Jiménez, 2000). En el volcán Citlaltépetl se identificaron 12 morrenas terminales que cumplen con la geometría característica

de este tipo de depósitos. En conjunto abarcan un área de 304,432 m² (0.304432 km), y la MT6 que se encuentra en la cara este es la que tiene una mayor área (69108 m²) en comparación con las demás morrenas de su tipo mientras que la MT1 es la de menor área (2,440 m²) y se ubica en la cara Norte. Este conjunto de morrenas se emplaza entre los 4,901 y los 4,448 msnm, siendo este último valor el que indica la altitud mínima a la que se situó el glaciar durante la PEH. En su mayoría, las morrenas terminales del Citlaltépetl presentan una morfología fresca que evidencia su reciente formación y un buen estado de conservación, observándose con frecuencia varios arcos consecutivos que dan lugar a un arco morrénico complejo.

Tabla 2. Morfometría de las morrenas terminales (MT)

#	Coordenadas	Altitud media	Altitud máx.	Altitud mín.	Orientación	Área (m ²)	Perímetro (m)	Ancho (m)
MT1	Lat 19.052811° Long -97.270382°	4,486	4,520	4,452	N	2440	320	22.17
MT2	Lat 19.053145° Long -97.267620°	4,448	4,484	4,412	N	5763	448	36.72
MT3	Lat 19.050162° Long -97.260790°	4,620	4,673	4,566	NNE	28333	994	96.01
MT4	Lat 19.047946° Long -97.257630°	4,582	4,700	4,463	NNE	15709	1220	32.77
MT5	Lat 19.041373° Long -97.252480°	4,456	4,511	4,401	ENE	21120	1540	62.53
MT6	Lat 19.034050° Long -97.247940°	4,488	4,613	4,363	E	69108	2015	106.43
MT7	Lat 19.031894° Long -97.248105°	4,467	4,594	4,340	E	45797	2446	54.69
MT8	Lat 19.023028° Long -97.278330°	4,903	4,935	4,871	SO	18375	635	75.64

MT9	Lat 19.026793° Long -97.283434°	4,835	4,858	4,811	OSO	21218	710	83.18
MT10	Lat 19.035157° Long -97.284973°	4,643	4,732	4,554	O	43521	1428	157.99
MT11	Lat 19.037959° Long -97.285734°	4,585	4,645	4,516	ONO	19601	998	93.08
MT12	Lat 19.042708° Long -97.281591°	4,463	4,523	4,402	NO	13447	848	56.04

4.1.2 Morrenas laterales (ML)

Las morrenas laterales se forman por la acumulación de detritos entre el glaciar y la pared rocosa que lo confina, aunque también pueden formarse sin existir una pared rocosa confinante, por lo cual estos depósitos presentan una geometría lineal y en posición paralela al flujo del glaciar (Embleton & King C., 1968). En el volcán Citlaltépetl se identificaron 14 morrenas laterales que en su conjunto abarcan un área total de 357,086 m² (0.357086 km²) siendo la ML1 la de mayor área con 72,074 m² y la ML2 la de menor área con 2,173 m². Este conjunto se emplaza entre los 5,122 y 4,441 msnm correspondiéndose este último valor con el depósito ML5.

Tabla 3. Morfometría de las morrenas laterales (ML)

#	Coordenadas	Altitud. media	Altitud máx.	Altitud mín.	Orientación	Área (m2)	Perímetro (m)	Ancho (m)
ML1	Lat 19.043671° Long -97.258864°	4,708	4,971	4,444	NNE	72074	2772	62.21
ML2	Lat 19.041106° Long -97.258787°	4,741	4,775	4,707	NE	2173	287	25.64
ML3	Lat 19.029600° Long -97.251931°	4,624	4,713	4,534	ESE	9396	839	35.43
ML4	Lat 19.022309° Long -97.253600°	4,518	4,629	4,407	SE	34246	1077	88.14

ML5	Lat 19.017984° Long -97.255443°	4,441	4,538	4,344	SE	42068	1066	122.81
ML6	Lat 19.012104° Long -97.268137°	4,550	4,611	4,489	S	10717	876	27.94
ML7	Lat 19.012063° Long -97.268425°	4,550	4,616	4,483	S	12105	976	27.91
ML8	Lat 19.018953° Long -97.270549°	4,845	4,989	4,701	SSO	48891	1166	107.22
ML9	Lat 19.020281° Long -97.271771°	4,923	5,111	4,734	SSO	60210	1489	114.63
ML10	Lat 19.030591° Long -97.286127°	4,645	4,748	4,541	O	24602	1025	61.85
ML11	Lat 19.032802° Long -97.284809°	4,752	4,746	4,757	O	18884	1070	39.78
ML12	Lat 19.033396° Long -97.284657°	4,677	4,722	4,631	O	13121	629	75.45
ML13	Lat 19.036918° Long -97.285635°	4,608	4,642	4,574	ONO	3232	360	26.71
ML14	Lat 19.042096° Long -97.282461°	4,459	4,502	4,415	NO	5367	401	40.24

4.1.3 Morrenas de recesión (MR)

Las morrenas de recesión son un conjunto de cordones que se originan durante el retroceso del glaciar y resultan más susceptibles a la erosión que las morrenas laterales debido al deshielo (Gutiérrez Elorza, 2008). En el volcán Citlaltépetl se identificaron 19 morrenas de recesión que en su conjunto abarcan un área total de 208,952 m² (0.208952 km²) siendo la MR15 la de mayor área con 30,519 m² y la MR19 la de menor área con 1,196 m². Se emplazan entre los 5,140 y los 4,469 msnm, siendo las más próximas al glaciar actual. Presentan un tamaño reducido y

aparecen dispersas o formando pequeños conjuntos de cordones en el interior de las laderas excavadas por el glaciar durante su máximo avance en la PEH.

Tabla 4. Morfometría de las morrenas de recesión (MR)

#	Coordenadas	Altitud media	Altitud máx.	Altitud mín.	Orientación	Área (m ²)	Perímetro (m)	Ancho (m)
MR1	Lat 19.049971° Long -97.261573°	4,635	4,679	4,591	NNE	18833	1024	51.84
MR2	Lat 19.047330° Long -97.258412°	4,635	4,702	4,568	NNE	11878	720	68.93
MR3	Lat 19.045882° Long -97.256751°	4,591	4,635	4,547	NNE	5125	513	27.8
MR4	Lat 19.040712° Long -97.258957°	4,753	4,850	4,656	NE	10444	800	34.91
MR5	Lat 19.040472° Long -97.257787°	4,695	4,721	4,668	NE	1789	249	22.66
MR6	Lat 19.039753° Long -97.258875°	4,754	4,813	4,694	NE	6930	533	49.39
MR7	Lat 19.038562° Long -97.261659°	4,907	5,036	4,777	NE	26961	1104	63.18
MR8	Lat 19.038682° Long -97.259094°	4,795	4,852	4,737	NE	5361	539	37.39
MR9	Lat 19.037865° Long -97.259312°	4,832	4,947	4,717	NE	11495	1039	29.19
MR10	Lat 19.040596° Long -97.256191°	4,631	4,728	4,533	ENE	29375	1034	96.28
MR11	Lat 19.037672° Long -97.258025°	4,794	4,836	4,752	ENE	4716	415	32.18
MR12	Lat 19.036148° Long -97.257980°	4,795	4,849	4,740	ENE	8178	453	49.1
MR13	Lat 19.032184° Long -97.253283°	4,714	4,823	4,604	E	22010	1174	51.9

MR14	Lat 19.025211° Long -19.025211°	5,141	5,175	5,107	SE	5336	357	48.34
MR15	Lat 19.019145° Long -97.255339°	4,469	4,568	4,370	SE	30519	950	81.15
MR16	Lat 19.026357° Long -97.278417°	5,084	5,138	5,029	OSO	3478	540	39.93
MR17	Lat 19.026343° Long -97.279308°	5,050	5,103	4,997	OSO	3844	580	38.41
MR18	Lat 19.026577° Long -97.280356°	5,005	5,017	4,993	OSO	1484	202	38.65
MR19	Lat 19.026521° Long -97.280443°	5,000	5011	4,989	OSO	1196	184	31.96

4. 2 Superficie glaciar durante la PEH

A partir de la distribución de las morrenas de la PEH se reconstruyó, de forma aproximada, la superficie del glaciar durante dicha fase fría. Así, se estima que el glaciar ocupó un área de 8,357,202 m² (8.357202 km²), aunque desde entonces la masa de hielo ha experimentado un drástico retroceso. Se calcula que, en el año 2003, el glaciar tenía una superficie de 716,763 m² (0.716763 km²) lo que representa una pérdida del 91.43 % respecto al área de la PEH. Una década después ha continuado el retroceso, estimándose un área de 75,291 m² (0.752914 km²) en el año 2014 y de 67,104 m² (0.671045 km²) en 2015. Si el ritmo del retroceso continúa de esta manera, el glaciar del Citlaltépetl probablemente desaparezca en las próximas dos décadas.

Tabla 5. Área de la extensión glaciar durante la PEH y años posteriores

Glaciar	Área (m ²)	Perímetro (m)	Orientación
PEH	8,357,202	29,144	NO
25/02/2015	671045	5217	NO
23/03/2014	752914	5613	NO
21/05/2003	716763	4666	NO

4.3 Datación con el isótopo cosmogénico ³⁶Cl producido in situ

Las tres edades obtenidas con el isótopo cosmogénico ³⁶Cl del complejo morrénico situado en el flanco suroeste del Citlaltépetl se muestran en la tabla 5. Las tres muestras de roca proceden de la morrena más externa del complejo y las edades ³⁶Cl resultantes quedan comprendidas entre 0.934 ± 7.875 ka y 0.397 ± 0.376 ka. Cabe destacar que estas cronologías presentan una elevada incertidumbre debido a la alta concentración de Cl natural en las rocas muestreadas (700-6,200 ppm), pero los valores nominales sí sugieren que las morrenas fueron depositadas en el último milenio, probablemente durante la PEH.

Alrededor del 80% de la producción de ³⁶Cl en las morrenas muestreadas se produce debido a la captura de neutrones de baja energía (termales y epitermales) por parte del ³⁵Cl. Debido a la complejidad de este mecanismo de producción y su dependencia de varios factores locales difíciles de medir, tanto ambientales como de las superficies muestreadas (cubierta nival, la geometría de la superficie etc.), las tasas de producción existentes son menos fiables que las relacionadas con la espalación de Ca, K, Fe y Ti y de ahí que la incertidumbre sea tan alta cuando existen niveles de ³⁵Cl tan elevados. Además, la medición del ³⁶Cl cosmogénico en el AMS de rocas tan jóvenes sigue siendo un reto en especial con unos niveles tan elevados de Cl natural.

Tabla 6. Edades ^{36}Cl obtenidas (recuadro azul) en el complejo morrénico situado en el flanco suroeste del Citlaltépetl de acuerdo con la hoja de cálculo diseñada por Schimmelpfennig (2009).

2- Output A: exposure age of sample (only for uneroded surface)				
decay constant for ^{36}Cl	λ_{36}	a^{-1}	2.30E-06	1.52E-08
scaled total sample specific ^{36}Cl production rate without radiogenic	P_{total}	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1} \text{ a}^{-1}$	411.1	87.6
time factor radiogenic	t_r		1995	99.5
calculated concentration of radiogenically produced ^{36}Cl atoms for estimated age	N_r	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	679.0	48.0
estimated ^{36}Cl concentration from inheritance at time of sampling	$N_{\text{inher}(t)}$	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	0.0	
measured ^{36}Cl concentration in sample corrected from radiogenic component and inheritance	$N_{\text{meas-r-inher}}$	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	1.63E+05	150813.1
exposure age of sample	t	a	397	376.8
2- Output A: exposure age of sample (only for uneroded surface)				
decay constant for ^{36}Cl	λ_{36}	a^{-1}	2.30E-06	1.52E-08
scaled total sample specific ^{36}Cl production rate without radiogenic	P_{total}	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1} \text{ a}^{-1}$	375.8	79.0
time factor radiogenic	t_r		1995	99.5
calculated concentration of radiogenically produced ^{36}Cl atoms for estimated age	N_r	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	730.9	51.6
estimated ^{36}Cl concentration from inheritance at time of sampling	$N_{\text{inher}(t)}$	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	0.0	
measured ^{36}Cl concentration in sample corrected from radiogenic component and inheritance	$N_{\text{meas-r-inher}}$	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	2.94E+05	238165.6
exposure age of sample	t	a	783	686.0
2- Output A: exposure age of sample (only for uneroded surface)				
decay constant for ^{36}Cl	λ_{36}	a^{-1}	2.30E-06	1.52E-08
scaled total sample specific ^{36}Cl production rate without radiogenic	P_{total}	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1} \text{ a}^{-1}$	2719.9	646.6
time factor radiogenic	t_r		1995	99.5
calculated concentration of radiogenically produced ^{36}Cl atoms for estimated age	N_r	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	6039.1	426.5
estimated ^{36}Cl concentration from inheritance at time of sampling	$N_{\text{inher}(t)}$	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	0.0	
measured ^{36}Cl concentration in sample corrected from radiogenic component and inheritance	$N_{\text{meas-r-inher}}$	$\text{atoms } ^{36}\text{Cl g}^{-1}$	2.54E+06	21366845.0
exposure age of sample	t	a	934	7875.0

4.4. Consideraciones finales

La combinación de una cartografía geomorfológica detallada del complejo morrénico situado en la parte más elevada del Citlaltépetl y el uso del isótopo cosmogénico ^{36}Cl ha permitido reconstruir la extensión del hielo y conocer por primera vez cuándo se produjo el avance glaciario. Es destacable que este tipo de fechamientos en depósitos glaciares tan jóvenes y con isótopos cosmogénicos terrestres son los primeros que se realizan en México.

Así, las edades ^{36}Cl indican un avance glaciario significativo durante el último milenio, que probablemente coincide con la PEH al ser el evento frío más relevante en ese periodo, en el que el hielo llegó a ocupar un área de 8,357,202 m² (8.357202 km²). Desde entonces, el glaciar del Citlaltépetl ha sufrido un intenso retroceso, estimándose que se ha perdido en torno al 95% de la superficie del hielo entre la PEH y el año 2015.

Un avance glaciario durante la PEH en el Citlaltépetl también se ha propuesto a partir de fechamientos relativos derivados de un estudio con liquenometría realizado por Alcalá-Reygosa et al. (2018) en el mismo complejo morrénico que el analizado en este trabajo que arrojan una edad mínima de 270 años. Además, todos estos datos del Citlaltépetl coinciden con la cronología indirecta basada en tefrocronología reportada por Vázquez-Selem y Heine (2011) en las morrenas de Ayoloco del Iztaccíhuatl y las observaciones realizadas por Tanarro et al. (2004) en el volcán Popocatepetl. Por lo tanto, se produjo un avance sincrónico de los glaciares del centro y oriente de México durante los eventos de máximo enfriamiento de la PEH.

El avance de los glaciares es coherente con otros registros paleoclimáticos del territorio mexicano que indican que la variabilidad climática asociada a la PEH se manifestó en forma de sequías y heladas en el norte del país en el año 1454 y de 1521 a 1547. (Stahle et al. 2011), en el suroeste del país se hicieron presentes sequías con una menor intensidad en comparación con el norte del país hacia el año de 1450, asimismo se presentaron mayores precipitaciones y una mayor variabilidad de estas entre los años de 1300 y 1760 (Lachniet et al., 2012; Carrillo

y Torrescoano, 2013), y una intensa fase fría y periodos secos entre 1660 y 1760 (Hodell, 2005; Cuna et al., 2014); estos periodos son sincrónicos con las fecha obtenidas en este trabajo de investigación (1642), por lo cual se puede inferir que las condiciones climáticas que tuvieron lugar entre los años de 1300/1450 y 1760 propiciaron avances de los glaciares de las altas montañas mexicanas, a su vez, este fue el período más frío de la PEH a escala global coincidiendo con el Mínimo de Maunder, el cual se caracterizó por un descenso de la temperatura de 2° C por debajo de la actual.

Por otro lado, los fechamientos realizados en complejos morrénicos de otras partes del planeta, en su mayor parte mediante isotopos cosmogénicos, son consistentes con nuestros resultados. Rabatel et al. (2005) identificaron que entre los años 1550 y 1720 se manifestó la PEH en Perú, al igual que en el Citlaltépetl. Por otra parte, Schimmelpfennig et al. (2014) determinan un avance glaciar en los Alpes Centrales hace 580 - 140 años mientras que Protin et al. (2021) obtuvieron edades que van desde 0.18 ± 0.2 a 0.22 ± 0.02 en morrenas presentes en el Mont Blanc (Alpes de Francia). En Asia también se presentaron avances glaciares sincrónicos con los glaciares mexicanos. Yanan Li et al. (2016) estimaron que las morrenas formadas en las montañas en el este de Tian Shan (China) tiene una edad de 430 ± 100 y 270 ± 55 años. Otras fechas similares fueron las obtenidas por Dong et al. (2017) quienes obtuvieron edades de 590 ± 130 y 267 ± 36 años para las morrenas que se conservan en la meseta tibetana. Por tanto, un enfriamiento global tuvo lugar durante la PEH y en consecuencia los glaciares experimentaron un avance lo que permitió la formación de complejos morrénicos en la mayoría de las altas montañas del planeta.

Desde un punto de vista metodológico, se observa que las muestras de roca extraídas del complejo morrénico para el fechamiento con ^{36}Cl tienen una elevada incertidumbre debido a la alta concentración de Cl natural en las rocas muestreadas (700-6,200 ppm). Esto se debe a la complejidad de la producción de ^{36}Cl a partir de la captura de neutrones de baja energía (termales y epitermales) por el ^{35}Cl y la influencia de varios factores del medio físico y de la superficie muestreada como la

cubierta nival, la geometría de la superficie etc. (Zreda et al., 1993; Masarik et al., 2007; Dunai et al., 2014) cuya estimación con cierta precisión suele ser difícil. El flujo de neutrones de baja energía tiene una elevada sensibilidad a la presencia de hidrógeno en el ambiente (cubierta nival, agua en los poros de la roca o en los suelos) así como a la geometría de la superficie rocosa y todavía se está investigando cómo corregir sus efectos en las diferentes reacciones nucleares para la producción de ^{36}Cl (Zreda et al., 1993; Masarik et al., 2007; Zweck et al., 2013; Dunai et al., 2014; Delunel et al., 2014). Una forma de reducir el impacto de la incertidumbre generada por estos factores en las edades de exposición es llevar a cabo un análisis geoquímico previo de las geoformas que se pretenden datar para determinar la concentración de ^{35}Cl en la roca y descartar las superficies que poseen una geometría irregular durante la toma de las muestras. En base a esta experiencia, es necesario aplicar el isótopo cosmogénico ^{36}Cl en otras morrenas de la PEH del Citlaltépetl para verificar si se repiten los mismos problemas y refinar su cronología.

5. Conclusiones

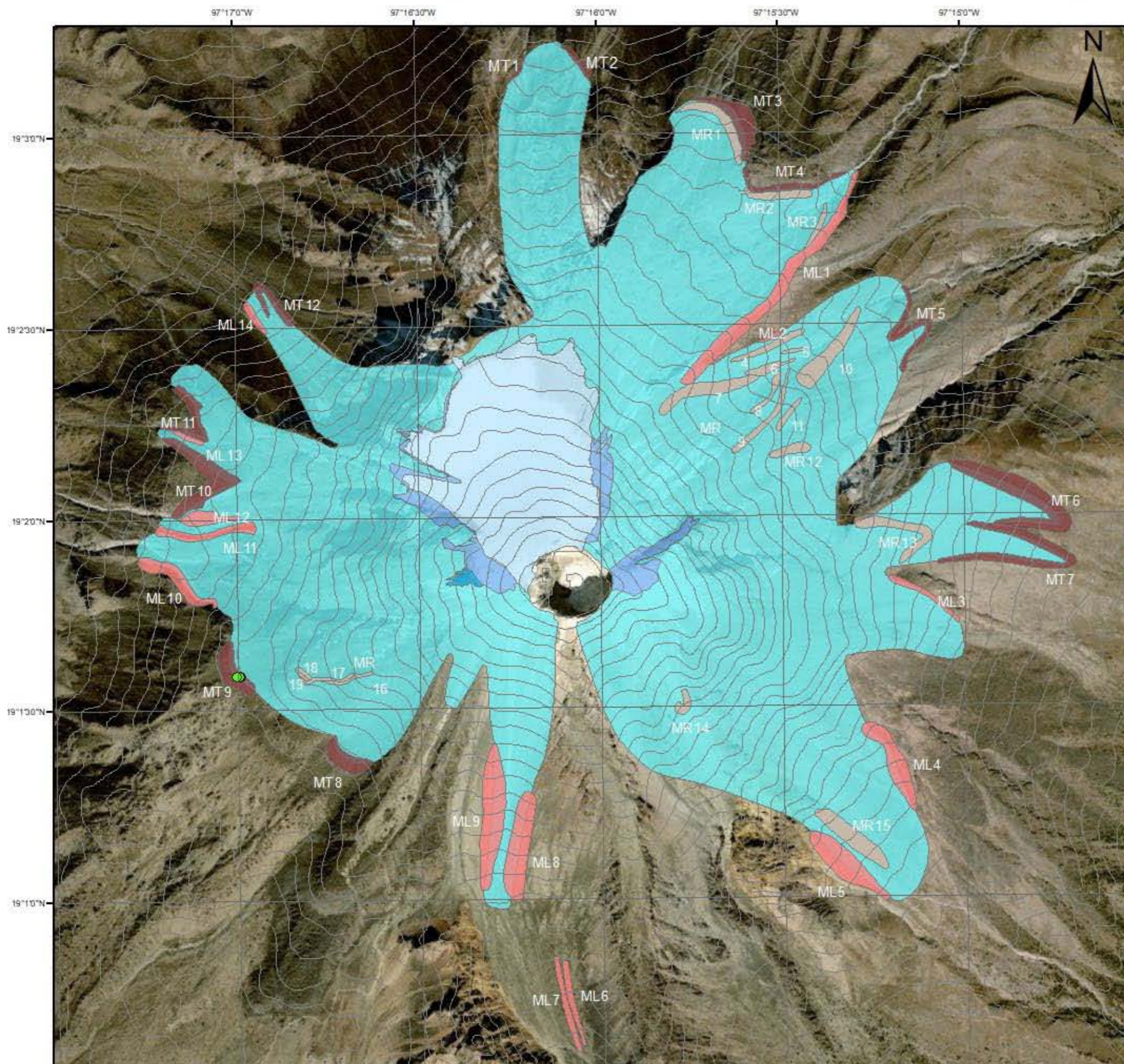
Por primera vez, se han obtenido fechamientos directos (isótopo cosmogénico ^{36}Cl) de las morrenas del complejo morrénico asociado a priori con la PEH en una montaña de México. Las edades ^{36}Cl indican que la morrena más externa del complejo morrénico situado en el flanco suroeste del Citlaltépetl se formó hace 0.934 ± 7.875 ka y 0.397 ± 0.376 ka, lo que sugiere un avance glacial probablemente relacionado con la PEH que es el evento más frío registrado en el milenio pasado. Durante dicho avance el glaciar alcanzó una extensión de $8,357,202$ m² (8.357202 km²), se situó entre los $5,140$ y $4,440$ msnm y construyó 45 morrenas de las que 19 son recesionales (posteriores a la PEH). Desde el final de la PEH, el glaciar ha experimentado un marcado retroceso y se estima que su área era de $67,104$ m² (0.671045 km²) en el año 2015 lo que representa una pérdida del 95% respecto al área de la PEH.

El análisis comparado de los datos obtenidos en este trabajo con los registros de otras montañas y proxies del territorio mexicano sugieren que no solo se produjo un avance sincrónico de los glaciares en el centro y oriente del país durante los periodos de máximo enfriamiento de la PEH, sino que el clima fue más frío e inestable que en la actualidad durante dicho periodo en México. A escala global también es evidente un enfriamiento significativo del clima durante la PEH tal y como sugieren los fechamientos realizados en complejos morrénicos de la mayoría de las montañas del planeta. En este sentido, los datos obtenidos en el Citlaltépetl refuerzan dicho planteamiento y contribuyen en la mejora del conocimiento de la evolución glaciar y climática del último milenio.

Desde un punto de vista metodológico, las muestras de roca extraídas del complejo morrénico para el fechamiento con ^{36}Cl presentan una elevada incertidumbre como consecuencia de la alta concentración de Cl natural en las rocas muestreadas (700-6,200 ppm). Ante esta situación, es necesario aplicar el isótopo cosmogénico ^{36}Cl en otras morrenas de la PEH del Citlaltépetl para confirmar si se repite el mismo problema y así poder refinar su cronología.

ANEXO

Registro morrénico y extensión del glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH).



Leyenda

Complejo morrenico PEH

- Morrena lateral (ML)
- Morrena recesional (MR)
- Morrena terminal (MT)

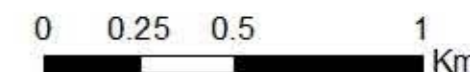
Reconstrucción glaciar

- Superficie glaciar 25/02/2015
- Superficie glaciar 23/03/2014
- Superficie glaciar 21/05/2003
- Superficie glaciar PEH

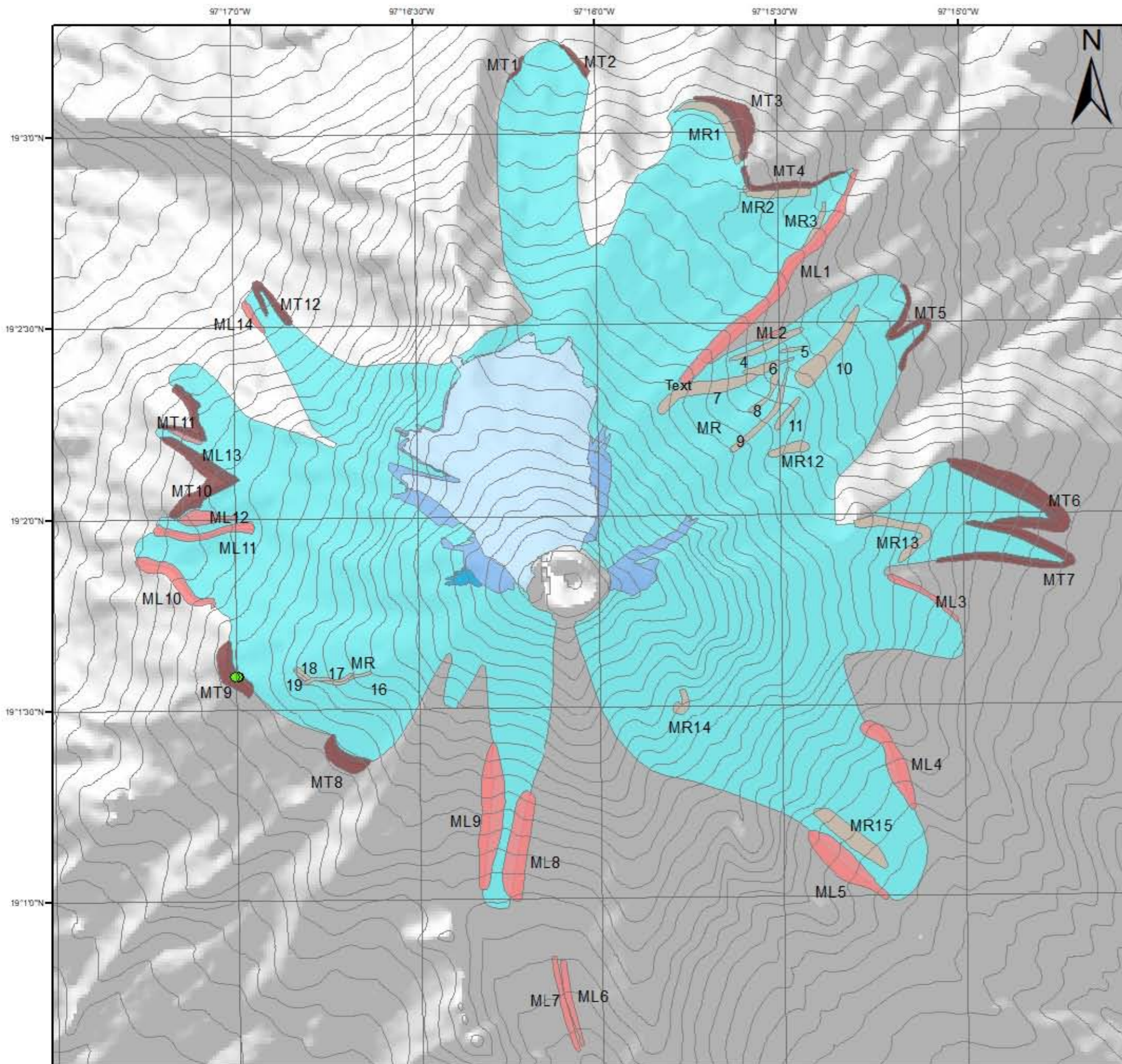
Universidad Nacional Autónoma de México
 Lic. en Geografía
 FFyL, SUAyED
 Alumna: Ana Beatriz Bonilla Martínez
 Asesor: Jesús Alcalá Reygosa



Sistema de coordenadas: WGS 1984 UTM Zona 14
 Proyección: Transversal de Mercator
 Datum: WGS 1984
 Escala: 1:20,000



Registro morrénico y extensión del glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH).



Leyenda

Complejo morrenico PEH

- Morrena lateral (ML)
- Morrena recesional (MR)
- Morrena terminal (MT)

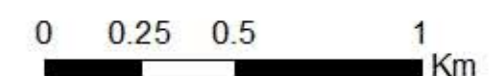
Reconstrucción glaciar

- Superficie glaciar 25/02/2015
- Superficie glaciar 23/03/2014
- Superficie glaciar 21/05/2003
- Superficie glaciar PEH

Universidad Nacional Autónoma de México
 Lic. en Geografía
 FFyL, SUAyED
 Alumna: Ana Beatriz Bonilla Martínez
 Asesor: Jesús Alcalá Reygosa



Sistema de coordenadas: WGS 1984 UTM Zona 14
 Proyección: Transversal de Mercator
 Datum: WGS 1984
 Escala: 1:20,000



Referencias

- Alcalá Reygosa, J., Vázquez Selem, L., & Zamorano, J. J. (2020). Fechamiento de flujos de lava del Holoceno tardío en el volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba) mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl y liquenometría e implicaciones para la cronología eruptiva. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1), 1-18.
- Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J. J., & Vázquez Selem, L. (2011). Last Glacial Maximum and deglaciation of Ampato volcanic complex, Southern Peru. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 25, 121-136.
- Alcalá, L. E., Díaz Cayeros, P., & Sánchez Reyes, G. (2009). Solemne procesión a la imagen de Nuestra Señora de Loreto: la epidemia de sarampión en 1727. *Encurcijada*, 2(1), 22-51.
- Alcalá, R. J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez Selem, L., García Sancho, L., Franco Ramos, O., . . . Keddadouche, K. (2018). Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic ^{36}Cl , lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology*, 93-106.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., & Clark, P. U. (1997). Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 483-486.
- Alonso, V., & Suárez Rodríguez, A. (2004). Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la comarca de Baía Alta (Cordillera Cantábrica) . *Revista Sociedad Geológica de España* , 61-70.
- Andres Agosta, E. (2004). Variaciones del Clima Terrestre y Rayos Cósmicos Galácticos durante el Ciclo Solar de 11 años . *DATA*, 1-14.
- Andrés, N., Palacios , D., Zamorano, J. J., & Vázquez Selem, L. (2010). Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl. *Ería*, 291-310.
- Araneda, A., Aguayo, M., Torrejón, F., & Alvial, I. (2009). Historical records of Cipreses glacier (34°S): Combining documentary-inferred 'Little Ice Age' evidence from Southern and Central Chile. *The Holocene*(19), 1173-1183.
- Argo Consultores Ambientales S.A. de C.V. (2008). *Estudio Regional Forestal UMAFOR. Centro y Pico de Orizaba*. SEMARNAT.

- Ballantyne, C. K. (2013). Glacial landforms, ice sheets. Trimlines and Paleonunataks. Em M. Cary J., & E. Scott A. , *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)* (pp. 918-929). Elsevier.
- Baumann, S., Winkler, S., & Andreassen, L. M. (2009). Mapping glaciers in Jotunheimen, South-Norway, during the "Little Ice Age" maximum. *The Cryosphere*, 3, 231-243.
- Belmonte Ribas, A. (2006). Génesis, desarrollo y tipos de circos glaciares. *Spin Cero. Cuaderno de Ciencias* , 54-57.
- Benn D., I., & Evans D., J. A. (1997). *Glaciers and glaciation*. Londres: Arnold .
- Benn, D. I., & Frank, L. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65(66), 15-29.
- Benson, L., Madole, R., Kubik, P., & McDonald, R. (2007). Surface-exposure ages of Front Range moraines that may have formed during the Younger Dryas, 8.2 cal ka, and Little Ice Age events. *Quaternary Science Reviews*(26), 1638-1649.
- Bernal, J. P., Lachniet, M., McCulloch, M., Mortimer, G., Morales, P., & Cienfuegos, E. (2011). A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*, 104-113.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evan, M. N., Showers, W., . . . Bonani, G. (7 de Diciembre de 2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- Brennand, T. A. (2004). Glaciofluvial. Em A. S. Goudie, *Encyclopedia of Geomorphology* (Vol. 1, pp. 459-465). Londres: Routledge Taylor & Francis Group.
- Broecker, W. S. (2000). Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94(4), 1339-1342.
- Bruckman, W., & Ramos, E. (2009). El Sol y el clima en la Tierra. *Revista Umbral*, 42-53.
- Caballero, M., Lozano García, S., Vázquez Selem, L., & Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciares y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359-377.
- Carrasco Núñez, G. (1997). Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico. *Geological Magazine*, 134(2), 151-162.

- Carrasco Núñez, G. (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México. *Geological Society of America*, 247-262.
- Carrasco Nuñez, G., & Rose, W. I. (1995). Eruption of a major pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197-215.
- Carrasco Núñez, G., Díaz Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M. F., & Rodríguez, S. R. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 151-176.
- Carrasco Núñez, G., Wallace, J. W., & Rose, W. I. (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35-46.
- Carrillo Bastos, A., Gerlad A., I., & Torrescano Valle, N. (2013). 3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction. *PLOS ONE*, 1-10.
- Carrillo Bastos, A., Islebe, G. A., & Torrescano Valle, N. (2013). 3800 Years of quantitative precipitation reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula. *Plos One*, 8(12).
- Cerano Paredes, J., Villanueva Díaz, J., Valdez Cepeda, R. D., Cornejo Oviedo, E. H., Sánchez Cohen, I., & Constante García, V. (2011). Variabilidad histórica de la precipitación reconstruida con anillos de arboles para el sureste de Coahuila. *Revista Mexicana Científica*, 2(4).
- CONAGUA. (2014). Caracterización fluvial e hidráulica de las inundaciones en México, Zona de estudio Ciudad de Veracruz Ríos Jamapa y Cotaxtla.
- CONAGUA. (2017). *Estadísticas del agua en México. Edición 2017*. México: Comisión Nacional del Agua .
- CONANP. (2015). *Programa de Manejo Parque Nacional El Pico de Orizaba*. D.F.: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Concha Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., & Watters, R. J. (2005). Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology*, 72, 19-39.
- Cortés Ramos, J., Delgado Granados, H., Huggel, C., & Ontiveros González, G. (2019). Evolution of the largest glacier in Mexico (Glaciar Norte) since the 50s: factors driving glacier retreat. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 1-24.

- Cortés Ramos, J. (2009). *Evolución espacio-temporal de la superficie del glaciar norte del volcán Citlaltépetl utilizando sensores remotos. Tesis de Maestría*. Distrito Federal: UNAM.
- Cortés Ramos, J. (2013). *La evolución del mayor glaciar de Méico vista desde el espacio*. (J. Cortés Ramos, & H. Delgado Granados, Eds.) México: UNAM, Coordinación de Estudios de Posgrado.
- Cortés Ramos, J. (2016). *Determinación de los regímenes glaciales en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuagtl: factores físicos del retroceso y evolución glacial en México. Tesis de Doctorado*. México, D.F.: Instituto de Geofísica, UNAM.
- Cortés Ramos, J., & Delgado Granados, H. (2012). The recent retreat of Mexican glaciers on Citlaltépetl Volcano detected using ASTER data. *The Cryosphere Discuss*, 6(4), 3149-3176.
- Cortés Ramos, J., & Delgado Granados, H. (2013). *La evolución del mayor glaciar de México vista desde el espacio* (Primera Edición ed.). (P. d. Tierra, Ed.) Ciudad de México, México: UNAM, Coordinación de Estudios de Posgrado.
- Cortés Ramos, J., & Delgado Granados, H. (2015). Reconstruction of glacier area on Citlaltépetl volcano, 1958 and implications for Mexico's deglaciation rates. *Geofísica Internacional*, 54(2), 111-125.
- Crowley, T. J., Zielinski, G., Vinther, B., Udisti, R., Kreutz, K., Cole-Dai, J., & Castellano, E. (2008). Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES, Newsletter*, 16(2), 22-23.
- Cuchí, J. A. (2015). Posibles efectos de la erupción de Laki (Islandia) en 1783-1784 sobre el Alto Aragón. *Lucas Mallada*, 159-175.
- Cuna, E., Zawisza, E., Caballero, M., Ruiz Fernández, A. C., Lozano García, S., & Alcocer, J. (2014). Environmental impacts of Little Ice Age cooling in central Mexico recorded in the sediments of a tropical alpine lake. *Journal of Paleolimnology*, 51, 1-14.
- de la Cruz Reyna, S., & Carrasco Nuñez, G. (2002). Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) volcano, eastern Mexican Volcanic Belt |. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 307-318.
- Derrau, M. (1970). *Geomorfología*. Barcelona: Editorial Ariel .
- Dong, G., Zhou, W., Yi, C., Zhang, L., Li, M., Fu, Y., & Zhang, Q. (2017). Cosmogenic ¹⁰Be surface exposure dating of 'Little Ice Age' glacial events in the Mount Jaggang area, central Tibet. *The Holocene*, 1-10.
- Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic Nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Science* . UK: Cambridge University Press.

- Embleton, C., & King C., A. M. (1968). *Glacial and periglacial geomorphology*. Londres : Edward Arnold.
- Espizua, L. E., & Pitte, P. (2009). The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*(281), 345-350.
- Fagan, B. (2008). *La Pequeña Edad del Hielo. Cómo el clima afectó a la historia de Europa 1300-1850*. Barcelona: Gedisa, S.A.
- FAO. (2008). *Base referencial mundial del recurso suelo*. Roma: 2008.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 84-92.
- Ferrari, L., Orozco Esquivel, M. T., Maena, V., & Maena, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 112-149.
- García Ruiz, J. M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero Garcés, B. L., López Moreno, J. I., & Sanjuán, Y. (2014). Holocene and "Little Ice Age" glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene*, 1-14.
- Garza Merodio, G. (2014). Caracterización de la Pequeña Edad de Hielo en el México central a través de fuentes documentales. *Investigaciones Geográficas*(85), 82-94.
- Garza Merodio, G. G. (2002). Frecuencia y duración de sequías en la cuenca de México de fines del siglo XVI a mediados del XIX. *Investigaciones Geográficas*(48), 106-115.
- Garza Merodio, G. G. (2007). Climatología histórica: las ciudades mexicanas ante la sequía (siglos XVII al XIX). *Investigaciones Geográficas*, 63, 77-92.
- Gómez Mendoza, L. (. (2017). *Clima, naturaleza y sociedad. Los retos del cambio climático en los socio-ecosistemas*. México: Bonilla Artigas Editores S.A. de C.V.
- Gómez Mendoza, L. (2017). *Clima, naturaleza y sociedad. Los retos del cambio climático en los socio-ecosistemas*. México: Bonilla Artigas Editores S.A. de C.V.
- Gómez Ortiz, A., Plana Castellví, J. A., & Oliva Franganillo, M. (2016). El conocimiento geográfico de la Pequeña Edad del Hielo en Sierra Nevada: de la descripción ilustrada del siglo XVIII a los datos recientes de registros naturales. Em J. (Coordinadores) Olcina Cantos, & A. M. Rico Amorós, *Libro jubilar en homenaje al profesor Antonio Gil Olcina* (pp. 45-64). Sant Vicent

del Raspeig, Alicante, España: Unión de Editoriales Universitarias Españolas.

- Gómez Tuena, A., Orozco Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. conmemorativo del Centenario, LVII(3)*, 227-283.
- Gonzales Rouco, F. J., Fernandez Donado, L., Raible, C. C., Barriopedro, D., Luterbacher, J., Jungclaus, J. H., . . . Ammann, C. M. (2011). Medieval Climate Anomaly to Little Ice Age transition as simulated by current climate models. *PAGES news*, 19(1), 7-8.
- González Trueba, J. J. (2007). *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa: análisis y reconstrucción del avance glaciar histórico (S.XIX)*. Santander: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria: Fundación Marcelino Botín.
- González Trueba, J. J., Moreno, M. R., & Serrano, E. (2005). El glaciario de la Pequeña Edad del Hielo en las montañas ibéricas. Síntesis y estado actual de conocimiento. *Rev. C&G.*, 57-86.
- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 1475-1560.
- Goudie, A. S. (2004). Glacial Erosion. Em A. S. Goudie, *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 445-447). Londres: Routledge Taylor & Francis Group.
- Grupo Intergunamental de Expertos sobre el Cambio Climático IPCC. (2019). *El océano y la criosfera en un clima cambiante*. Suiza: Grupo Intergunamental de Expertos sobre el Cambio Climático.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid: Pearson Edición, S. A.
- Hathaway, D. H. (2015). The Solar Cycle. *Living Reviews in solar physics*, 1-63.
- Helm, N., & Byars, K. (2012). *Cryosphere & Glaciology*. New Delhi: World Technologies.
- Hernández Rivera, J., Muñoz Márquez Trujillo, R. A., Vargas Rueda, A. F., Alcántara Salinas, G., Real Luna, N., & Sánchez Páez, R. (2019). Flora, vegetación y paisaje de la región de las altas montañas de Veracruz, México, elementos importantes para el turismo de naturaleza. *Agroproductividad*, 12(12), 19-29.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., & Guilderson, T. (18 de Mayo de 2001). Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science*, 292.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina González, R., Chan Can, E. I., Albornaz Pat, A., & Guilderson, T. P. (2005). Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research*, 63, 109-121.

- Huggett, R. J. (2007). *Fundamentals of geomorphology* (Tercera ed.). New York: Routledge.
- Iglesias Fernández, I. (2010). *Interacción océano-atmósfera: influencia de la SST y de la Circulación Termohalina*. Tesis de Doctorado. Vigo: Universidad de Vigo.
- INEGI. (2004). *Guía para la interpretación de cartografía: edafología*. Mexico: INEGI.
- Instituto de Geografía . (02 de 11 de 2020). *Geografía Física*. Fonte: Instituto de Geografía UNAM: http://www.igeograf.unam.mx/geoigg/investigacion/geo_fisi.php
- Jáuregui Ostos, E. (2000). *El clima de la Ciudad de México* . D.F.: Instituto de Geografía, UNAM.
- Keigwin, L. D., & Boyle, E. A. (15 de Febrero de 2000). Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *PNAS*, 97(4), 1343-1346.
- Knight, P. G. (2004). Glacial Deposition . Em A. S. Goudie, *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 445-447). Londres: Routledge Taylor & Francis Group.
- Koch, J., & Kilian, R. (2005). 'Little Ice Age' glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *The Holocene*, 20-28.
- Lachniet, M. S., Bernal, J. P., Asmerom, Y., Polyak, V., & Piperno, D. (Marzo de 2012). A 2400 yr Mesoamerican rainfall reconstruction links climate and cultural change. *Geology*, 40(30), 259-262.
- Larsen, N. K., Søndergaard, A. S., Levy, L. B., Laursen, C. H., Bjørk, A. A., Kjeldsen, K. K., . . . Olsen, J. (2021). Cosmogenic nuclide inheritance in Little Ice Age moraines - A case study from Greenland. *Quaternary Geochronology*, 1-14.
- Lehner, F., Born, A., Raible, C. C., & Stocker, T. F. (2013). Amplified inception of european Little Ice Age by sea ice-ocean atmosphere feedbacks. *Journal of Climate*, 26, 7586-7602.
- Li, Y., Li, Y., Harbor, J., Liu, G., Yi, C., & Caffè, M. W. (2016). Cosmogenic ¹⁰Be constraints on Little Ice Age glacial advances in the eastern Tian Shan, China. *Quaternary Science Reviews*, 105-118.
- Lozano García , M. d., Roy, P. D., Correa Metrio , Y. A., Caballero Miranda, M. E., Carriquiry Beltrán, J. D., Figueroa Rangel, B. L., . . . Villanueva Díaz, J. (2015). Registros paleoclimáticos . Em M. d. Lozano García, P. D. Roy, Y. A. Correa Metrio, M. E. Caballero Miranda, J. D. Carriquiry Beltrán, B. L. Figueroa Rangel, . . . L. L. Luna González, *Reporte Mexicano de Cambio climático* (pp. 133-130). Ciudad de México : García C. y Duerda J. (Ed).

- Lozano García, S., & Vázquez Selem, L. (2005). A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico . *The Holocen* , 329-338.
- Lozano García, S., Caballero, M., Ortega, B., Sosa, S., Rodríguez, A., & Schaaf, P. (2010). Late Holocene palaeoecology of Lago Verde: evidence of human impact and climate change in the northern limit of the neotropics during the late formative and classic periods. *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 177-190.
- Lugo Hubp, J. (1982). La geomorfología moderna y su importancia en los estudios del relieve mexicano. *Investigaciones geográficas*, 7-17.
- Lugo Hubp, J. (2015). *Diccionario Geomorfológico* . México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía .
- Macías , J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes estratovolcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volúmen Conmemorativo del Centenario, LVII(3)*, 379-424.
- Malone, A. G., Pierrehumbert, R. T., Lowell, T. V., Kelly, M. A., & Stroup, J. S. (2015). Constraints on southern hemisphere tropical climate change during the Little Ice Age and Younger Dryas based on glacier modeling of the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Quaternary Science Reviews(125)*, 106-116.
- Marcote, B. (2009). La actividad solar y su efecto sobre el clima terrestre . *AstroSantander*, 1-11.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Ribière, O., Laffly, D., Condom, T., . . . René, P. (2015). Evolution of Ossoue Glacier (French Pyrenees) since the end of the Little Ice Age. *The Cryosphere*, 1773-1795.
- Martínez González, J. L. (s.d.). *El mínimo de Maunder en la revolución agraria inglesa (1645-1715). Tesis de Maestría*. Barcelona: Universitat de Barcelona. Fuente: <https://core.ac.uk/download/pdf/43548459.pdf>
- Metcalf, S. E., Jones, M. D., Davies, S. J., Noren, A., & MacKenzie, A. (2010). Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, México. *The Holocene*, 20(8), 1195-1206.
- Metcalf, S., & Davies, S. (2007). Deciphering recent climate change in central Mexican lake records. *Climatic Change*, 169-186.
- Miller, G. H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D. J., Otto-Bliesner, B. L., Holland, M. M., . . . Thordarson, T. (2012). Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks . *Geophysical Research Letters* , L02708.

- Moncada Maya, J. O., & López López, Á. (. (2016). *Geografía de México: Una reflexión espacial contemporánea*. Distrito Federal : UNAM: Instituto de Geografía.
- Morales Martínez, M. A., Welsh Rodríguez, C. M., Ruelas Monjardín, L., Weissling, B., Sieron, K., & Ochoa Martínez, C. A. (2016). Afectaciones por posible asociación de eventos hidrometeorológicos y geológicos en los municipios de Calchahuaco y Coscomatepec, Veracruz. *Teoría y Praxis*, 31-49. Fuente: Teoría y Praxis: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=456147940003>
- Muñoz Jiménez, J. (2000). *Geomorfología General*. Madrid: Editorial Síntesis.
- NASA. (10 de Septiembre de 2020). *Space Place. Explore Earth and Space!* Fuente: NASA Science : <https://spaceplace.nasa.gov/solar-cycles/en/>
- National Snow and Ice Data Center. (23 de 04 de 2020). *All About Glaciers*. Fuente: National Snow and Ice Data Center: <https://nsidc.org/cryosphere/glaciers>.
- Oliva, M., Ruiz Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J. M., Domínguez Castro, F., . . . Vicente-Serrano, S. M. (2018). The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth Science Reviews*(177), 175-208.
- OMM. (2014). *El Niño / Oscilación del Sur*. Suiza: Organización Meteorológica Mundial. Fuente: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=7889
- Padilla, M. J., & Miaoulis, M. C. (2005). *Prentice Hall Earth Science. Science Explorer* . Pearson Prentice Hall.
- Palacios, D., & de Marcos, J. (1996). Deglaciación en los grandes estratovolcanes mexicanos en 1994/95. *IV Reunión de Geomorfología* (pp. 519-529). Coruña: Sociedad Española de Geomorfología.
- Palacios, D., & Vázquez Selem, L. (1996). Geomorphic effects of the retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba volcano (México). *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 78(1), 19-34.
- Palacios, D., Parrilla, G., & Zamorano, J. J. (1999). Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (México). *Geomorphology*, 95-118.
- Parker, G. (2013). *Global Crisis: War, Climate Change and Catastrophe in the Seventeenth Century*. Connecticut : Yale University Press .
- Pereyra Díaz, D., Pérez Sesma, J. A., & Salas Ortega, M. d. (2010). Hidrología. Em E. Florescano, & J. Ortíz Escamilla, *Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz*. Veracruz: Gobierno del Estado de Veracruz.

- Pérez Alberti, A., & Ramil Rego, P. (1996). La evolución bioclimática y sus consecuencias: el ejemplo de los paleopaisajes del Cuaternario en Galicia. *Gallaecia*(14-15), 31-66.
- Polissar, P., Abbott, M. B., Wolfe, A. P., Bezada, M., Rull, V., & Bradley, R. S. (2006). Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *PNAS*, *103*(24), 8937-8942.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J. L., Buoncristiani, J. F., Le Roy, M., Pohl, B., . . . Aster Team. (2021). Millennial-scale deglaciation across the European Alps at the transition between the Younger Dryas and the Early Holocene – evidence from a new cosmogenic nuclide chronology. *Boreas*, *50*(3), 671-685.
- Rabassa, J. (2010). El cambio climático global en la Patagonia desde el viaje de Charles Darwin hasta nuestros días . *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 139-156.
- Rabatel, A., Francou , B., Jomelli, V., Naveau, P., & Grancher, D. (2008). A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*(70), 198-212.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., & Grancher, D. (2005). Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *C. R. Geoscience*, 1311-1322.
- Ramos Aguilar, R., Máximo Romero, P., Montiel Peralta , B. A., González Castelán, Y. d., & Rodríguez Marcos, A. (2008). Análisis fotogramétrico del volcán Citlaltépetl. *Revista Cartográfica*(84), 105-116.
- Reyna Moreno, J. A., Devis Morales, A., Cantera Kintz, J. R., Ángel Cardenas, E., Cabrales Vernaza, E., Lozano Iriarte, J. A., . . . Pardo Rojas, Z. (2013). *El océano. Maravilla terrestre* . Bogotá D.C.: Comisión Colombiana del Océano.
- Reyna Trujillo, T., Granados Ramírez, R., & Gómez Rodríguez, G. (2012). Capítulo 2. Dinámica atmosférica y climatológica. Em R. Granados Ramírez, & T. Reyna Trujillo, *Centro-Occidente de México. Variación climática e impactos en la producción agrícola* (pp. 31-50). México D.F.: Instituto de Geografía UNAM.
- Robin, C., & Cantagrel, J. M. (1982). Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d'un grand volcan andésitique complexe. *Bulletin of Volcanology*, *45*(4), 299-315.
- Rodríguez Ramírez, A., Caballero, M., Roy, P., Ortega , B., Vázquez Castro, G., & Lozano García, S. (2015). Climatic variability and human impact during the last 2000 years in western Mesoamerica: evidence of late Classic (AD 600–900) and Little Ice Age drought events. *Climate of the Past*, *11*, 1239-1248.

- Rossotti, A., & Carrasco Nuñez, G. (2004). Stratigraphy of the 8.5 9.0 ka B.P. Citlaltépetl pumice fallout sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 353-370.
- Rowan, A. V. (2016). The "Little Ice Age" in the Himalaya: A review of glacier advance driven by Northern Hemisphere temperature change . *The Holocene*, 1-17.
- Sakagami, T. (19 de 03 de 2021). *Instituto de Tecnologías Educativas*. Fonte: Temas de Ecología. Patrones de variabilidad climática: Indices de Circulación:
https://fjferreer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion05/1_el_fenmeno_de_la_oscilacion_del_surel_nioenso.html
- Sala, M. (1984). Geomorfología actual. Guía conceptual, temática y bibliográfica. *Revista de Geografía*, 18(1), 209-248.
- Sanchez Rodrigo, F. (1994). *Cambio climático natural. La Pequeña Edad de Hielo en Andalucía. Reconstrucción del clima histórico a partir de fuentes documentales. Tesis de doctorado* . Granada: Universidad de Granada .
- Sánchez Santillán, N., Signoret Poillon, M., & Garduño López, R. (2006). La Oscilación del Atlántico Norte: un fenómeno que incide en la variabilidad climática de México. *INGENIERÍA Investigación y Tecnología*, VII(2), 85-95.
- Santoyo Villa, E., Ovando Shelley, E., Mooser, F., & León Plata, E. (2005). *Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México* . Ciudad de México: TGC.
- Sanz Forcada, J. (2013). El enigmático ciclo de actividad del Sol . *Astronomía*, 30-37.
- Schimmelpfennig, I., Schaefer, J. M., Akçar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwartz, R., . . . Schlüchter, C. (2014). Achronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 220-230.
- Schneider, D., Delgado Granados, H., Huggel, C., & Kääh, A. (2008). Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case study on Iztacc'huatl (Central Mexico). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 559-571.
- Scotti , R., & Brardinoni, F. (2014). Post-LIA glacier changes along a latitudinal transect in the Central Italian Alps. *The Cryosphere*, 8, 2235-2252.
- Serrano, C. E., & 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.
- Serrano, E., & González Trueba, J. J. (2004). El método A.A.R. para la determinación de paleo-ELAs: Análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-32.
- Serrano, E., González Trueba, J. J., & Sanjose, J. J. (2011). Dinámica, evolución y estructura de los glaciares rocosos de los Pirineos . *Cuadernos de Investigación Geográfica* , 145-170.
- Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Mann, M. E., Rind, D., & Waple, A. (2001). Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 294, 2149-2152.
- Smith, D. J., & Desloges, J. R. (2000). Little Ice Age history of Tzeetsaytsul glacier, Tweedsmuir Provincial Park, British Columbia. *Géographie physique et Quaternaire*, 54(2), 135-141.
- Solaz Portolés, J. J. (2001). El ozono atmosférico ¿Benefactor o malhechor? *Cad. Cat. Ens. Fís.*, 18(3), 350-363.
- Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., & Pouyaud, B. (2007). Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change*(59), 225-235.
- Stahle, D. W., Burnette, D. J., Villanueva Diaz, J., Heim Jr., R. R., Fye, F. K., Cerano Paredes, J., . . . Cleaveland, M. K. (2012). Pacific and Atlantic influences on Mesoamerican climate over the past millennium. *Climate Dynamics*(39), 1431-1446.
- Stahle, D. W., Villanueva Díaz, J., Burnette, D. J., Cerrano Paredes, J., Heim Jr., R. R., Fye, F. K., . . . Stahle, D. K. (2011). Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Stansell, N., Robdell, D. T., Licciardi, J. M., Sedlak, C. M., Schweinsberg, A. D., Huss, E. G., . . . Finkel, R. C. (2015). Late Glacial and Holocene glacier fluctuations at Nevado Huaguruncho in the Eastern Cordillera of the Peruvian Andes. *Geology*, , 1-4.
- Stroup, J. S., Kelly, M. A., Lowell, T. V., Beal, S. A., Smith, C., & Baranes, H. E. (2011). A record of late-Holocene fluctuations of Quelccaya Ice Cap, Peru, based on glacial moraines and lake sediments. *American Geophysical Union*.
- Sugden, D. E., & John, B. (1976). *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*. Londres: Edward Arnold.

- Tanarro García, L. M., Zamorano Orozco, J. J., & Palacion Estremera, D. (2004). Control de la deglaciación del volcán Popocatépetl (México) por fotogrametría como aplicación a la prevención de lahares. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia (Sec. Geología)*, 105-117.
- Tarbut, E. J., Lutgens, F. K., & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Madrid: Pearson Educación S. A. .
- Torres Beltrán, C., Vázquez Selem, L., & Franco Ramos, O. (2017). Límite arbóreo y el cambio climático. Em L. (. Gómez Mendoza, *Clima, naturaleza y sociedad. Los retos del cambio climático en los socio-ecosistemas* (pp. 155-173). México : Bonilla Artigas Editores S.A de C.V. .
- Touret, V., Scourse, J. D., & Raible, C. C. (2012). North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, 48-55.
- Tricart, J., & Cailleux, A. (1965). *Introduction á la géomorphologie climatique*. Société d'edition d'enseignement supérieur .
- UNAM. (14 de Septiembre de 2013). *Boletín UNAM- DGCS*. Fonte: Dirección General de Comunicación Social : https://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2013_550.html
- Uriarte, A. (2010). *Historia del clima de la Tierra*. España: Eusko Jaurlaritz 2.
- Vázquez, M. (2003). La variación de la actividad solar y el cambio climático. *1er Encuentro sobre Meteorología y Atmósfera de Canarias* (pp. 57-58). Canarias/ Madrid: Instituto Nacional de Meteorología.
- Vázquez Castro, G., Ortega Guerrero, B., Rodríguez, A., Caballero, M., & Lozano García, S. (2008). Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2,600 años de Santa María del Oro, occidente de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 21-38.
- Vázquez Selem, L., & Heine, K. (2011). Late Quaternary Glaciation in Mexico. Em Elsevier, *Developments in Quaternary Science* (Vol. 15, pp. 850-861). Elsevier B. V.
- Vázquez Selem, L., & Phillips, F. M. (1998). Glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, central México, based on cosmogenic ³⁶Cl exposure ages and tephrochronology. *American Quaternary Association. Program and Abstracts of the 15th Biennial Meeting*, (p. 174). Puerto Vallarta, México.
- Vela Pelaez, A. A., Torrescano Valle, N., Islebe, G. A., Mas, J. F., & Weissenberger, H. (2018). Holocene precipitation changes in the Maya forest, Yucatán

peninsula, Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 42-52.

- Vergara, C. (2014). *Volcán Tambora (Indonesia) en 1815: La erupción más grande de la historia y sus consecuencias*. Santiago de Chile : Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile .
- Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L. G., & Schotterer, U. (2009). Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*(281), 229-241.
- Viola, D., McKay, C. P., & Navarro González, R. (2019). A method for monitoring glacial loss and temperature variation using satellite observations: Case study of Pico de Orizaba and Iztaccíhuatl (México). *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 51(1), 379-396.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., & Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 79-96.
- Wanamaker, A. D., Bulter, P. G., Scourse, J. D., Heinemeier, J., Eiríksson, J., Knudsen, K. L., & Richardson, C. A. (2012). Surface changes in the North Atlantic meridional overturning circulation during the last millennium. *Nature Communications* , 1-7.
- White, S. E. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of México. *Quaternary Science Reviews*, 5, 201-205.