

## Dos años de observaciones de temperatura superficial del aire y del suelo en la vertiente norte del volcán Pico de Orizaba, México

Two years of observations of surface air temperature and soil temperature on the northern slope of the Pico de Orizaba volcano, Mexico

Victor H. Soto<sup>1,2\*</sup>, Hugo Delgado G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Biológicas y Agropecuarias, Universidad Veracruzana, Carretera Tuxpan-Tampico. Km 7.5, Col. Universitaria, 92870, Tuxpan, Ver., México.

<sup>2</sup>Departamento de vulcanología, Instituto de geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México.

\*Autor de correspondencia

### Resumen

En las montañas de México existe carencia de registros climatológicos por encima de la línea de bosque. En este trabajo se observó durante dos años la temperatura del aire y de la superficie del suelo en cuatro distintas altitudes entre el límite superior del bosque y el límite inferior del glaciar en la vertiente norte del volcán Pico de Orizaba. Los resultados indican una fuerte correlación aire-suelo en las cotas más bajas, cuya intensidad tiende a decrecer con la altitud al igual que la oscilación térmica. La acción aislante de la nieve ocasiona que la temperatura del suelo permanezca casi constante durante su presencia, lo cual influye en el índice de correlación con el aire. Considerando la cuasi permanencia de los ciclos hielo-deshielo y la baja oscilación térmica en los límites del glaciar, se observa que la temperatura se mantiene cerca del punto de congelamiento a esta altitud durante el año.

**Palabras clave:** Temperatura superficial del aire y suelo; correlación térmica aire-suelo; oscilación térmica; clima de alta montaña; volcán Pico de Orizaba.

### Abstract

In the high mountains of Mexico, the climatological records above the tree line are almost non-existent. In this work, the air and ground surface temperatures were observed during two years at four different altitudes between the upper limit of the forest and the lower limit of the glacier on the northern slope of the Pico de Orizaba volcano. The results indicate a strong air-ground correlation in the lower altitudes whose intensity tends to decrease with altitude as well as thermal oscillation. The insulating action of the snow causes the temperature of the ground to remain almost constant during its presence, which influences the index of correlation with the air. Considering the near permanence of the ice-thaw cycles and the low thermal oscillation in the limits of the glacier, it is observed that the temperature remains close to the freezing point at this altitude during the year.

**Keywords:** Surface air and soil temperature; air-soil thermal correlation; thermal oscillation; high-mountain climate; Pico de Orizaba volcano.

Recibido: 07 de noviembre de 2018

Aceptado: 27 de enero de 2020

Publicado: 26 de febrero de 2020

**Como citar:** Soto, V. H., & Delgado G., H. (2020). Dos años de observaciones de temperatura superficial del aire y del suelo en la vertiente norte del volcán Pico de Orizaba, México. *Acta Universitaria* 30, e2427. doi: <http://doi.org/10.15174/au.2020.2427>

## Introducción

México es país montañoso; solo el 36% de su superficie son tierras planas (Montero, 2002). Posee 31 cumbres que superan los 3000 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.) y, entre estas, 10 alcanzan altitudes entre los 4000 m s.n.m. y los 5610 m s.n.m. (Instituto Nacional de Estadística y Geografía [INEGI], 2017). La importancia de estas zonas de montaña radica, desde la perspectiva ambiental, en su aportación de recursos elementales como el agua y en la biodiversidad de sus ecosistemas (Torres, Frías & de la Torre, 2014). Junto con la precipitación, el comportamiento de la temperatura del ambiente es un factor que determina en gran medida las condiciones de vida de todos los ecosistemas, y en décadas recientes ha impactado con mayor notoriedad los ubicados en regiones de alta montaña (Ahumada, 2007), por lo que esta última variable, de acuerdo con Barry (2008), es el componente más importante de los climas de montaña. Debido a lo anterior, y por su amplio relieve montañoso, resulta necesario contar con registros de observaciones climatológicas continuas que abarquen en lo posible la totalidad del territorio nacional. Sin embargo, de acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (CNA, 2017), hasta el año 2009 existían en el país un total de 5420 estaciones climatológicas, de las cuales solo 3200 estaban en funcionamiento mientras el resto se encontraban suspendidas. Considerando que la única estación climatológica ubicada por arriba de la línea de bosque, y a la vez la de mayor altitud en el país, se encuentra en el volcán Nevado de Toluca a 4283 m s.n.m., tratar de entender el comportamiento de la temperatura en las restantes nueve montañas más altas podría representar una tarea un tanto especulativa.

Generalmente, la asociación existente entre la temperatura del aire y la de la superficie del suelo posee un patrón altamente correlacionado (Arya, 2001) que puede variar según el periodo del año; existen trabajos (Kawashima, Ishida, Minomura & Miwa, 2000) que demuestran lo anterior. Esta relación obedece al balance de energía en la interfaz suelo-atmósfera (Foken, 2008). Como es sabido, dentro de la tropósfera la temperatura disminuye conforme a la altura de la columna de aire, por lo que en términos generales los gradientes altitudinales para las temperaturas del aire y del suelo suelen ser similares (Gloyne, 1971), aunque la presencia de diversos factores particulares pueden ocasionar una variación en esa interacción. Para el caso de zonas en alta montaña, por ejemplo, la cubierta de nieve estacional mantiene la temperatura del suelo por arriba de la del aire debido a que conserva el calor almacenado durante el verano y el otoño (Barry, 2008), mientras el aire registra mayores fluctuaciones diarias y estacionales. Con respecto a esto último, Thompson (1990) señala que, en regiones de montaña, la isoterma 0 °C del suelo suele ubicarse unos 400 metros más arriba que la del aire.

Para comprender en buena medida el comportamiento de las temperaturas del aire y de la superficie del suelo, así como su correlación en regiones de montaña por arriba del límite del bosque en México, en este trabajo se analizan dos años de observaciones horarias continuas. Las observaciones son realizadas en cuatro diferentes altitudes repartidas entre la línea de bosque continuo y el límite inferior del glaciar en el volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba), el más alto del país y de América del Norte con 5610 m s.n.m. (INEGI, 2017).

## Materiales y Métodos

El edificio volcánico del Citlaltépetl, según Macías (2005), está formado por al menos tres fases evolutivas desde su formación, hace 650 000 años. Su último periodo de actividad importante sucedió a finales del siglo XVII (Macías, 2007). Su cima separa los estados de Veracruz y Puebla y a su alrededor existen diversos asentamientos humanos que dependen de sus escurrimientos hídricos para satisfacer sus necesidades básicas.

La cobertura vegetal se compone de bosque mesófilo de montaña a partir de los 600 m s.n.m. Por arriba de los 1800 m s.n.m. comienza la vegetación de tipo pino-encino con presencia de pino patula y ocote, que alcanzan cerca de los 3000 m s.n.m., donde inicia la presencia de coníferas que se extiende a poco más de 4000 m s.n.m. y se compone principalmente de pino hartwegii y oyamel. Por encima de esta cota están presentes los matorrales y zacatonales que se extienden de forma continua hasta cerca de los 4200 m s.n.m.; las especies que los integran son principalmente *Calamagrostis tolucensis*, *Fetusa tolucensis* y *Muehlenbergia quadridenta* (Lauer & Klaus, 1975). Posterior a este punto, solo se encuentran de manera aislada hasta cerca de los 4700 m s.n.m.. Con respecto a la fauna, es común encontrar roedores y reptiles hasta los 4500 m s.n.m.; las aves son en su mayoría especies carroñeras. Según Martínez-Vázquez (2001), los principales mamíferos que habitan son el *Microtus mexicanus*, *Peromyscus melanotis*, *Reithrodontomys megalotis saturatus* y *Neotomodon alstoni*; la tuza *Thomomys umbrinus orizabe*; la ardilla *Sciurus oculatus oculatus*; el conejo *Sylvilagus floridanus orizabe*; el gato montés *Lynx rufos escuinapae*; la musaraña *Sorex monticolus monticolus* y *Sorex saussurei veraecrusis*; el zorrillo *Conepatus mesoleucus* y *Mephitis macroura*. Algunas de estas especies son endémicas y están catalogadas bajo normas ambientales.

En la vertiente norte del volcán, el bosque continuo termina a 4050 m s.n.m. Los suelos se componen de ceniza volcánica y depósitos piroclásticos y de escoria (Rossotti, Carrasco-Núñez, Rosi & Di Muro, 2006). Por encima de 4200 m s.n.m. se encuentran grandes flujos de lava compuestos por dacita y andesita, producto de fases eruptivas previas (Macías, 2005), intercalados con amplias áreas de ceniza y escoria, así como gran cantidad de depósitos de crioclastos. A 5060 m s.n.m. da inicio el glaciar que cubre de forma regular hasta la cima (figura 1).

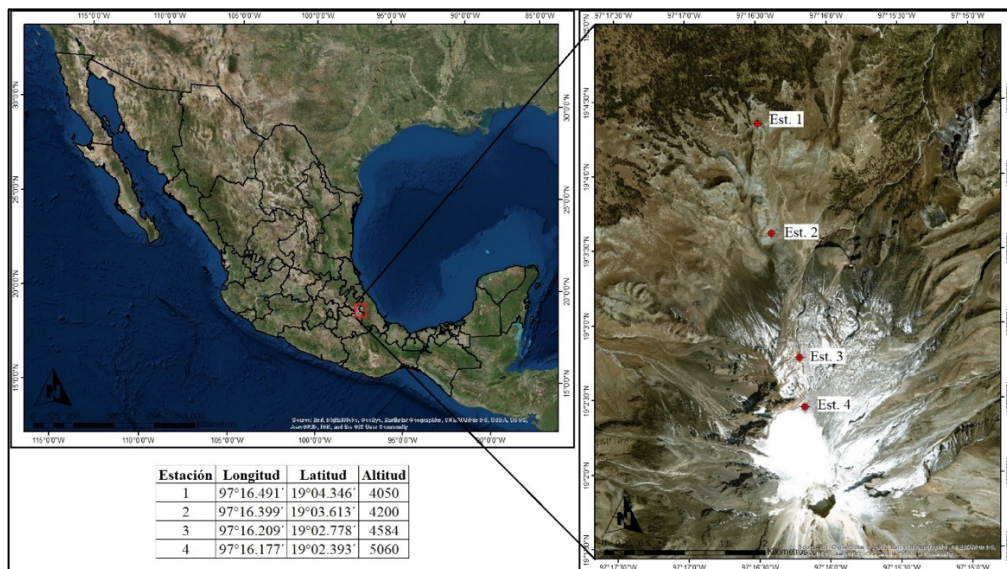


Figura 1. Zona de estudio. Las estaciones numeradas del 1 al 4 corresponden a los puntos de monitoreo de temperaturas para el aire y el suelo.

Fuente: Elaboración propia.

Para la realización del presente trabajo se utilizaron sensores con almacenamiento autónomo de temperatura modelo Hobo Pendant UA-001-64 de la marca Onset con una precisión de  $\pm 0.53$  °C y un rango operativo de -20 °C a 70 °C. Las características físicas de su cubierta protectora le permiten ser empleados en todo tipo de situaciones ambientales. Todos los sensores han sido calibrados desde fábrica y fueron

programados para registrar y almacenar los datos cada hora a partir del 1 de enero del 2016 al 31 de diciembre del 2017. Los sensores fueron instalados en cuatro puntos de muestreo en la vertiente norte del cono volcánico, entre el límite superior del bosque continuo y el límite inferior del glaciar. El primer punto se colocó a 4050 m s.n.m., el segundo a 4200 m s.n.m., el tercero a 4584 m s.n.m. y el cuarto a 5060 m s.n.m. (figura 1). En cada punto se colocó un sensor para medir la temperatura del aire y otro para la del suelo, estos fueron colocados a una distancia de 2 m en promedio entre sí. Los sensores para registrar la temperatura del aire se colocaron a una altura de 1.5 m sobre la superficie, aislados de la radiación solar directa mediante una cubierta de polipropileno blanco de alta densidad que permitiera al mismo tiempo la circulación del aire al interior, de acuerdo con las normas técnicas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2014). Los sensores para el suelo se colocaron a una profundidad de 5 cm en contacto directo con el sustrato y atados a un anclaje para evitar su pérdida. Se tuvo especial precaución de colocar los sensores del suelo en sitios planos libres de sombras y para los cuatro sitios se instalaron en similares características del suelo, procurando una conductividad térmica homogénea con los sedimentos.

Con la finalidad de conservar la calidad y homogeneidad de los datos registrados y cuidar que estos reflejaran estrictamente las condiciones térmicas del aire y del suelo, los datos se respaldaron en periodos de tres meses en promedio y al mismo tiempo se revisaban las condiciones de las baterías de cada sensor; cuando estas marcaban menos del 30% de vida, eran sustituidas por unas nuevas para garantizar el correcto y continuo funcionamiento de cada uno de los sensores.

Una vez cumplidos los dos años de observaciones, los datos fueron tabulados y tratados dentro del programa *Hoboware Pro* de la misma empresa fabricante de los sensores. De los datos horarios se obtuvieron los valores máximos y mínimos de cada día ( $T_{max}$  y  $T_{min}$ , respectivamente); posteriormente, se obtuvo la oscilación térmica diaria (OT) y el valor correspondiente a la temperatura media diaria ( $T_{med}$ ). La revisión de la calidad de los datos consistió en detectar posibles inconsistencias mediante el método gráfico, cuidando que la  $T_{max}$  estuviera siempre por encima de la  $T_{med}$  y a su vez de la  $T_{min}$ . Para evitar errores provocados por valores atípicos, se procuró que estos estuvieran por debajo del límite de cuatro desviaciones estándar.

El análisis de las temperaturas consistió inicialmente en calcular la correlación existente entre los valores de la temperatura del aire con la de la superficie del suelo. Las temperaturas se compararon según su variable correspondiente para el aire y el suelo por cada piso altitudinal. El grado de correspondencia entre el aire y el suelo se calculó mediante los coeficientes de correlación de Spearman (no paramétrico) y Pearson (paramétrico), ambos a un nivel de significancia del 0.05 para las series diarias de los dos años. Posteriormente, los valores de  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ , OT y  $T_{med}$  fueron promediados para cada uno de los meses para obtener un comportamiento representativo a lo largo del año. Adicionalmente, se calcularon los ciclos de hielo-deshielo (CHD) y del número de días con presencia de hielo al año (DH). La OT estuvo representada por la diferencia entre la  $T_{max}$  y la  $T_{min}$ , mientras que la  $T_{med}$  se obtuvo por el promedio aritmético entre la  $T_{max}$  y  $T_{min}$ . El número de CHD se calculó cuando la  $T_{min}$  diaria fuera menor a 0 °C y, por su parte, cada DH se cuantificó cuando la  $T_{max}$  de cada día se conservara por debajo de 0 °C, todos estos promediados entre los dos años de registros.

## Resultados

Una vez tratados los datos, graficados, y habiendo comparado el nivel de correlación entre el aire y la superficie del suelo en cada una de sus variables correspondientes y para cada piso altitudinal, la secuencia de imágenes en las figuras 2 a 5 (a, b, c) muestra los resultados obtenidos:

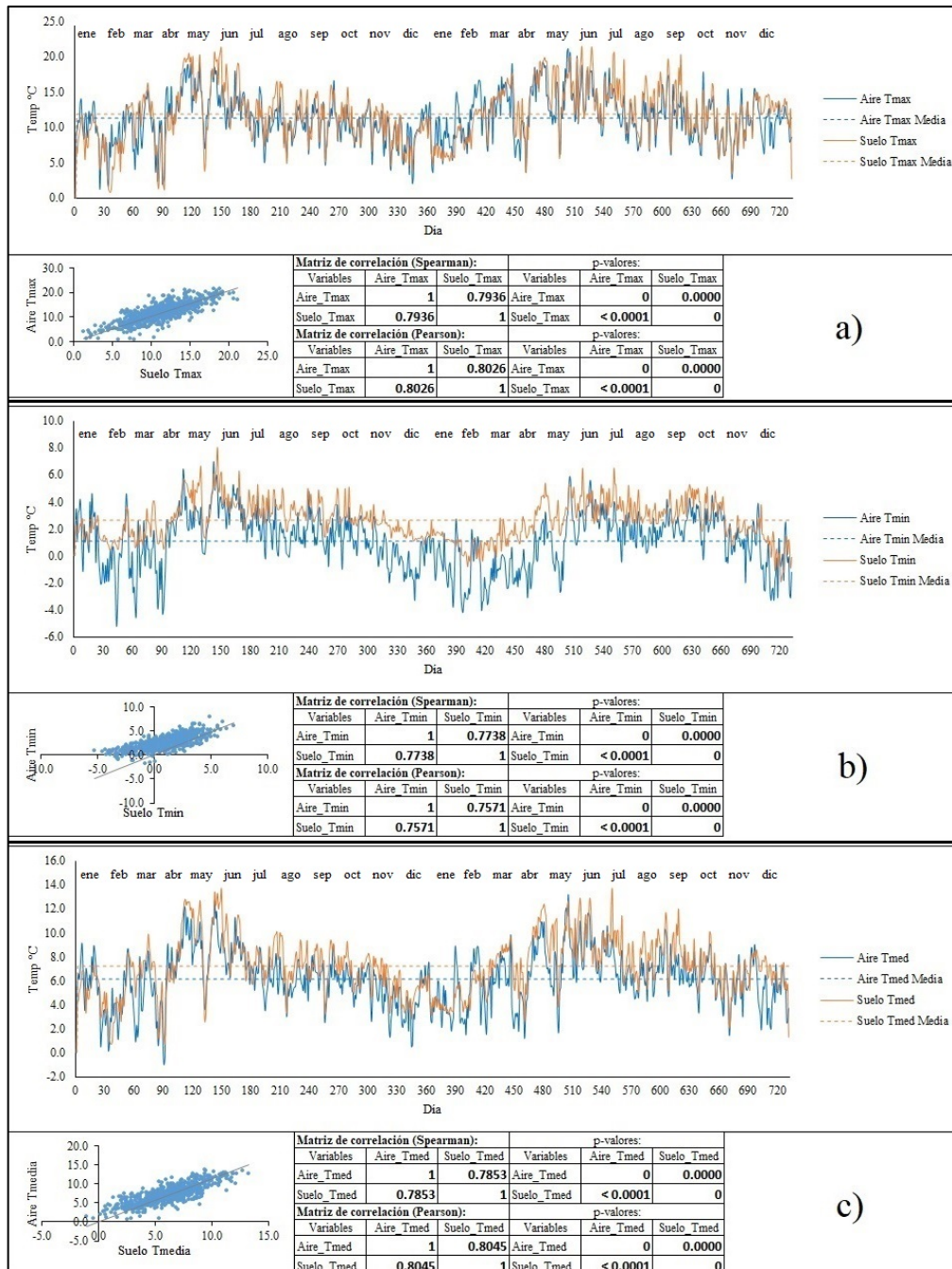


Figura 2. Series temporales a 4050 msnm para la variable Tmax (a), Tmin (b) y Tmed (c). Se muestra el gráfico de dispersión para cada variable del aire y el suelo y las correspondientes pruebas de correlación basadas en los coeficientes de Spearman y Pearson. Fuente: Elaboración propia.

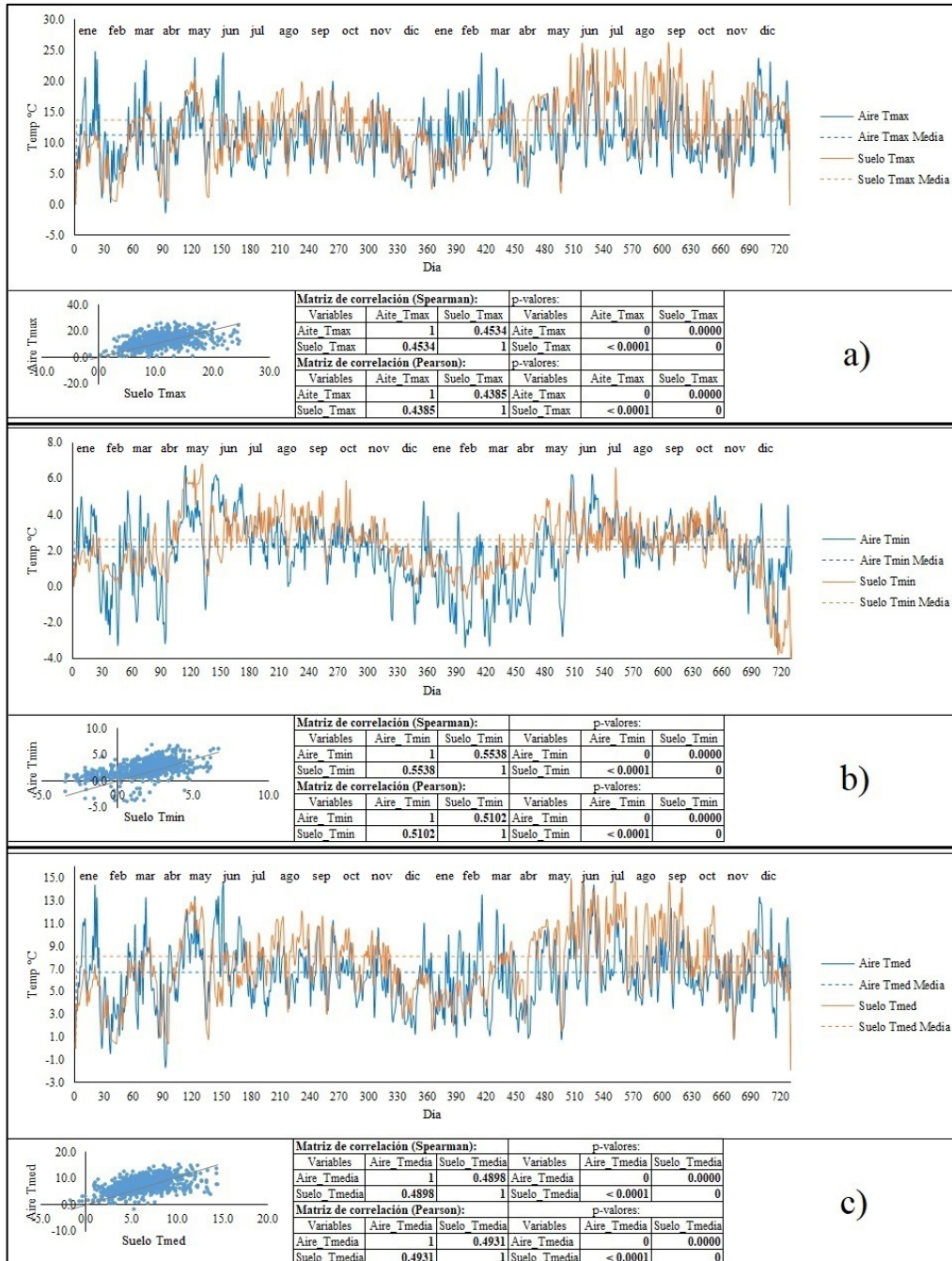


Figura 3. Series temporales a 4200 msnm para la variable Tmax (a), Tmin (b) y Tmed (c). Se muestra el gráfico de dispersión para cada variable del aire y el suelo y las correspondientes pruebas de correlación basadas en los coeficientes de Spearman y Pearson. Fuente: Elaboración propia.

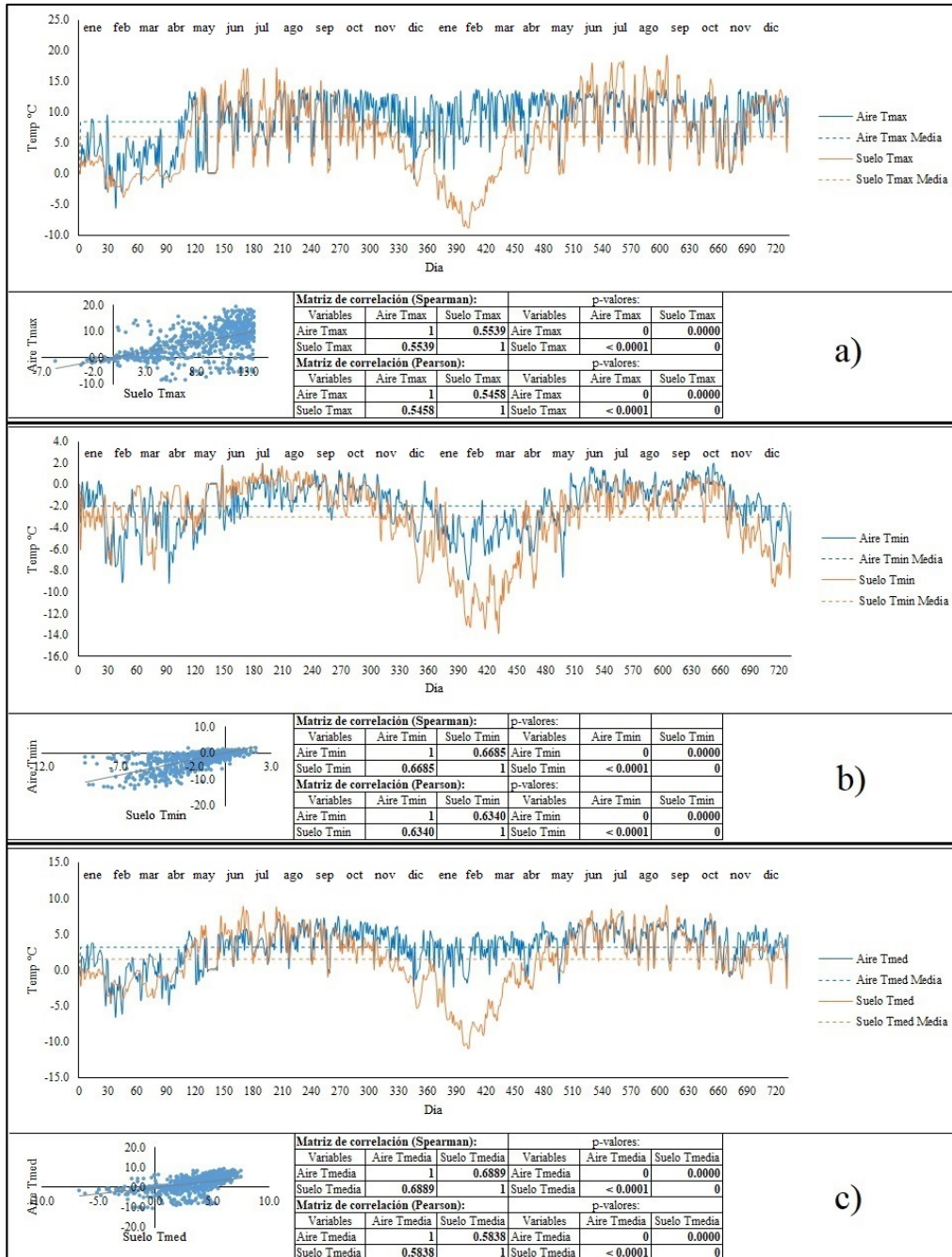


Figura 4. Series temporales a 4584 msnm para la variable Tmax (a), Tmin (b) y Tmed (c). Se muestra el gráfico de dispersión para cada variable del aire y el suelo y las correspondientes pruebas de correlación basadas en los coeficientes de Spearman y Pearson.

Fuente: Elaboración propia.

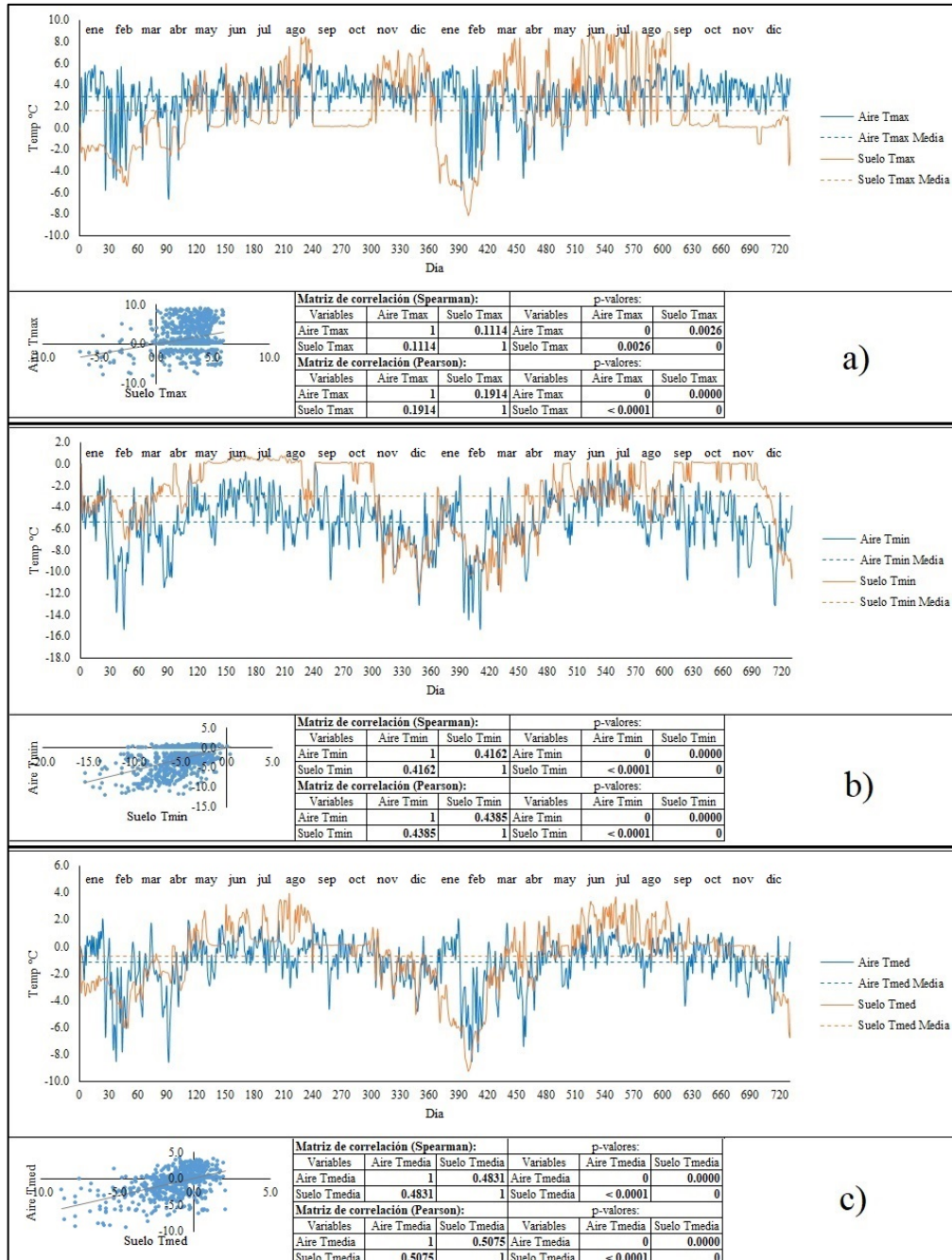


Figura 5. Series temporales a 5060 msnm para la variable Tmax (a), Tmin (b) y Tmed (c). Se muestra el gráfico de dispersión para cada variable del aire y el suelo y las correspondientes pruebas de correlación basadas en los coeficientes de Spearman y Pearson.

Fuente: Elaboración propia.

De acuerdo con las figuras 2 a 5 (a, b, c) se aprecia que la temperatura del suelo es, en principio, ligeramente más alta que la del aire entre 4050 m s.n.m. y 4200 m s.n.m.; el caso se invierte por arriba de 4584 m s.n.m., debido principalmente al periodo de caída de la temperatura del suelo a principios del segundo año. Este efecto de descenso térmico en el suelo se aprecia durante los episodios de invierno en todas las altitudes; sin embargo, la temperatura del aire suele conservarse un tanto más lineal con respecto a la horizontal. A 5060 m s.n.m. el suelo vuelve a ser más caliente que el aire con excepción de la Tmax. Se aprecia aquí la presencia de episodios de nieve invernal que mantienen la superficie en 0 °C durante largos



periodos. Esto contribuye a que mientras que la temperatura del aire muestra oscilaciones diarias, en el suelo su constancia con el tiempo condiciona su permanencia por debajo de la del aire en la  $T_{max}$  y por encima en la  $T_{min}$ , siendo en la  $T_{med}$  nuevamente superior en valor que para el caso de la temperatura del aire.

En cuanto al grado de asociación aire-suelo, a 4050 m s.n.m. los gráficos de dispersión de los registros se presentan bien agrupados, mostrando un alto grado de linealidad. Para el caso de la  $T_{max}$  los coeficientes de Spearman y Pearson arrojaron resultados muy semejantes con un alto grado de correlación (0.80). La correlación de la  $T_{min}$  es ligeramente menor que la primera; Spearman y Pearson muestran una intensidad en la relación de 0.76 en promedio. En la  $T_{med}$ , el promedio de los coeficientes vuelven a ser más altos (0.79), lo anterior es comprobado mediante la alta significancia de sus p-valores correspondientes. A 4200 m s.n.m. se sigue conservando la linealidad en la dispersión pero disminuyen los coeficientes. Para la  $T_{max}$  muestra una intensidad un poco menor, 0.44 en promedio. La  $T_{min}$  con 0.53 resulta un poco más intensa que en la  $T_{max}$  y la  $T_{med}$  señala una intensidad de 0.49 en promedio. A 4584 m s.n.m., la  $T_{max}$  muestra una fuerza de correlación entre el aire y el suelo de 0.55 en promedio; la  $T_{min}$  posee un coeficiente de 0.64 entre los dos elementos. Finalmente, en esta cota, la  $T_{med}$  indica una intensidad de asociación de 0.63 en promedio entre los dos coeficientes. Una vez más, sus respectivos p-valores indican un alto grado de significancia a lo anterior. Por último, a 5060 m s.n.m. las correlaciones para las tres variables dan muestra de una alta significancia estadística en las asociaciones tal como sucede en las cotas inferiores; no obstante lo anterior, la intensidad de cada correlación es notablemente menor aunque prevalece la linealidad entre los valores de los dos elementos. En el caso de la  $T_{max}$ , muestra un promedio de 0.15 entre los coeficientes, siendo este el nivel de intensidad más bajo de todos los grupos; la  $T_{min}$  se correlaciona con un coeficiente de 0.42 y la  $T_{med}$  alcanza un 0.49 para la asociación aire-suelo.

Por otro lado, si se separan los registros continuos de manera mensual y si se obtiene el valor promedio de cada variable para cada uno de los meses, se puede observar su comportamiento a lo largo del año. Los datos obtenidos se muestran en el Anexo 1 para las variables del aire y del suelo.

Del mismo modo, el total anual se muestra en el Anexo 2. En este se incluyen los números de día con ciclos de helada-deshielo y el número de días con presencia de hielo por cota altitudinal.

Los valores de temperatura, tanto del Anexo 1 como del Anexo 2, se aprecian resumidos gráficamente conforme a la figura 6.

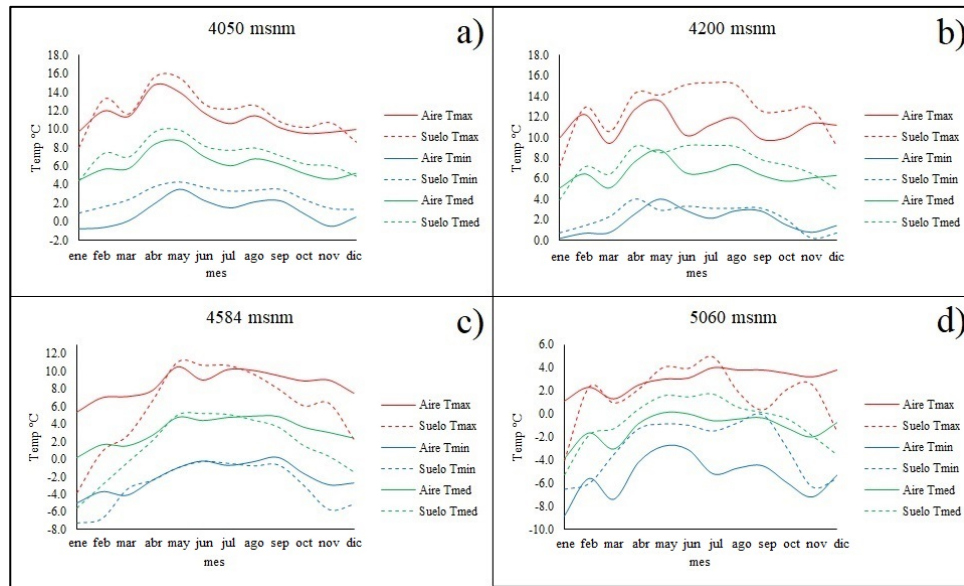


Figura 6. Comportamiento mensual de temperaturas máximas (Tmax), mínimas (Tmin) y medias (Tmed) para el aire y suelo por altitud (a, b, c, d).

Fuente: Elaboración propia.

Con lo anterior es posible corroborar lo que en principio se señaló con respecto al paralelismo de las temperaturas del aire con las del suelo y que estas últimas se conservan mayormente por encima de sus equivalentes del aire. Se puede notar también que, durante los meses invernales, para las altitudes de 4050 m s.n.m. y 4200 m s.n.m. las variables del suelo se mantienen más frías que las del aire durante diciembre y enero. A 4584 m s.n.m. el suelo se torna más frío con un gradiente más marcado y durante más tiempo; desde agosto hasta abril se registran temperaturas más bajas en comparación al aire, quedando prácticamente los meses de verano con valores superiores a las temperaturas del aire. Algo muy semejante sucede a 5060 m s.n.m.; la Tmax es mayormente inferior en el suelo que en el aire con excepción de los meses de verano. La Tmin y Tmed señala un comportamiento similar a las cotas más bajas, un suelo más cálido que el aire con descensos pronunciados durante el invierno.

Para entender con mayor claridad el comportamiento de las temperaturas a lo largo del año, la figura 7 muestra los valores anuales promedio según cada variable e indicador con su altitud respectiva.

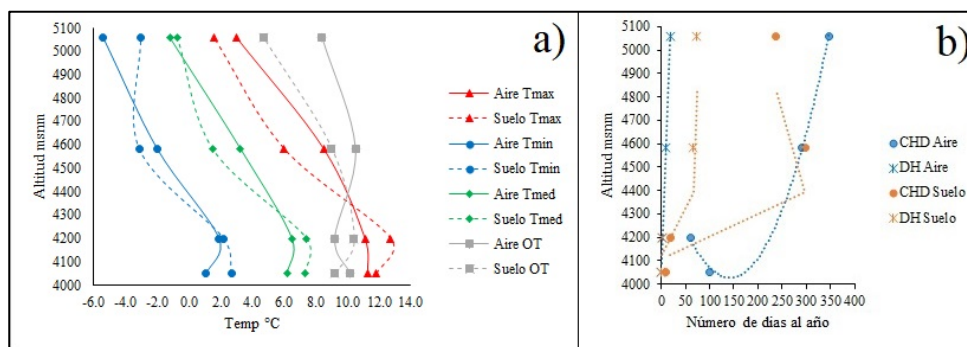


Figura 7. Valores de promedios anuales para el aire y el suelo. El gráfico (a) muestra el promedio de temperaturas máximas (Tmax), mínimas (Tmin), medias (Tmed) y la oscilación térmica (OT) para el aire y el suelo según su altitud. El gráfico (b) señala el número de días al año para el aire y el suelo con ciclos de hielo-deshielo (CHD) y días con presencia de hielo (DH) según la altitud correspondiente.

Fuente: Elaboración propia.

Con base en la figura 7(a), se puede advertir en primera instancia que la temperatura de ambos elementos tiende a ser menor conforme a la altitud; sin embargo, el enfriamiento de las temperaturas del aire tiende a ser más lineal en comparación con el suelo que muestra mayor oscilación en sus gradientes. Es importante señalar que la zona de 4050 m s.n.m. resulta ser más fría que la de 4200 m s.n.m., tanto para el aire como para el suelo, esto puede apreciarse en la curvas de temperaturas crecientes y pronunciadas que señalan el punto de inflexión hacia valores menores. Por arriba de 4200 m s.n.m. se aprecia una inversión térmica del suelo hacia el enfriamiento que cruza los valores correspondientes al aire y que en el caso de la Tmax se mantiene hasta los 5060 m s.n.m., mientras que para la Tmin y Tmed vuelve a ubicarse por encima de la línea de tendencia del aire. Por parte de la OT se percibe que esta disminuye con la altitud, siendo más uniforme en el suelo que en el aire. No obstante, resalta que la oscilación en el suelo se torna más baja en comparación a su equivalente del aire (4.7 °C contra 8.4 °C), contrario a lo que sucede en cotas inferiores donde ambos valores difieren en el rango de 1 °C a 1.5 °C. Este comportamiento en la superficie debiera obedecer al aislamiento térmico de la nieve estacional.

La figura 7(b) muestra que para el caso de los CHD son un tanto distintos entre el aire y el suelo, y estos aumentan de acuerdo a la altitud. A 4050 m s.n.m. se cuantificaron 101 CHD en promedio para el aire, contra solo ocho en el suelo; a 4200 m s.n.m. disminuye a 61 en el aire, contra 18 del suelo; posteriormente, a 4584 m s.n.m. ambos elementos registraron un número muy semejante entre sí; 290 en el aire y 297 en el suelo. Por último, a 5060 m s.n.m. los CHD fueron 347 para el aire contra 237 del suelo. Con respecto a los DH, a 4050 m s.n.m. y 4200 m s.n.m. son prácticamente inexistentes para los dos elementos, apenas un día de permanencia de hielo se registró en esta última cota; a 4584 m s.n.m. el aire registró un promedio de 10 DH y el suelo 66 DH. Posteriormente, a 5060 m s.n.m. se cuantificaron 18 DH y 74 DH para el aire y suelo, respectivamente. Todos estos valores pueden ser constatados con el Anexo 2.

Finalmente, de manera cartográfica, las variables e indicadores determinados con base en los datos anteriores se pueden apreciar en la secuencia de mapas de la figura 8 (a, b, c, d, e, f):

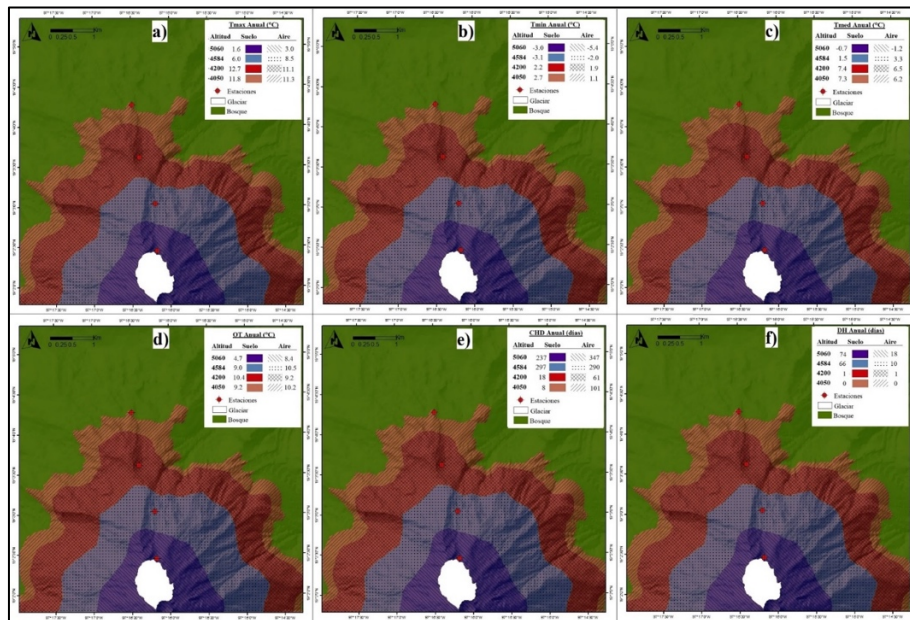


Figura 8. Mapas de distribución de variables e indicadores anuales por altitud en la vertiente norte del volcán. Mapa (a): Tmax; mapa (b): Tmin; mapa (c): Tmed; mapa (d): OT; mapa (e): CHD; mapa (f): DH. Los colores sólidos representan los valores del suelo y los achurados los correspondientes al aire.

Fuente: Elaboración propia.

## Discusión y conclusiones

Queda ratificada la alta asociación existente entre la temperatura superficial del suelo y el aire por encima de este, tal como lo señalan Kawashima *et al.* (2000), Arya (2001) y Foken (2008). Sin embargo, es importante mencionar que la correlación encontrada en este trabajo para zonas de alta montaña es mayor en las cotas inferiores, ya que a mayor altitud tiende a ser más débil. Se encontró que a mayor altitud el suelo es más susceptible a las temperaturas; este hecho se manifiesta a partir de 4584 m s.n.m., donde la estación de invierno provoca mayor caída de los valores en comparación a los registros del aire. La nieve estacional en las partes altas y su efecto aislante en la superficie condiciona la permanencia de temperaturas casi constantes durante su presencia, afectando con esto los valores máximos y mínimos y, por consecuencia, las medias. Este hecho influye en una mayor dispersión de los registros y, a su vez, en una menor intensidad de la correlación aire-suelo. Se verifica, aunque de manera parcial, lo señalado por Thompson (1990) con respecto a que en terrenos de montaña el suelo tiende a ser más cálido que el aire, ya que este principio se cumple en 4050 m s.n.m. y 4200 m s.n.m.; sin embargo, por arriba de 4584 m s.n.m. la susceptibilidad del suelo ante las temperaturas frías ocasiona que este sea más frío para la  $T_{max}$ , la  $T_{min}$  y la  $T_{med}$ . Este hecho también se encontró a 5060 m s.n.m. ante las temperaturas extremas y ya con la  $T_{med}$  se ubicó con valores mayores que el aire. Para las dos últimas cotas el gradiente invernal del suelo se muestra mucho más marcado que el equivalente para el aire, lo que en conjunto repercute en los valores anuales de la temperatura. La oscilación térmica disminuye con la altitud y es casi lineal para el caso del suelo, mientras que la del aire muestra un patrón un tanto irregular.

Resulta interesante la inversión térmica existente entre 4050 m s.n.m. y 4200 m s.n.m., ya que en teoría la cota más baja debiera ser ligeramente más cálida que la superior, a pesar de la poca diferencia altitudinal que existe entre ambos puntos; no obstante, tanto los valores extremos como la media anual indican lo contrario. Es probable que este hecho obedezca a que los sensores colocados en la línea de bosque se vean influenciados por la humedad aportada por la biomasa compuesta por la densa cubierta de zacatonales y, más aún, por la región boscosa a 4050 m s.n.m.; adicionalmente, otro efecto de enfriamiento del bosque en esta zona se basa en la absorción de  $CO_2$  durante el consumo de energía por la evapotranspiración del agua retenida por las raíces que enfría la superficie entre otros procesos, tal como lo señalan Sanderson, Santini, Valentini & Pope (2012). Estos factores influyen directamente sobre el número mayor de CDH en el aire registrados en este límite, en comparación con la cota 4200 m s.n.m., ya que por encima de esta altitud los CDH tienden a incrementarse con la altura, alcanzando 347 días al año a 5060 m s.n.m. Los días con presencia de hielo son casi inexistentes a 4200 m s.n.m. y, más aún, por debajo de esta altitud, ya que si bien la temperatura mínima cruza el umbral negativo durante la noche y madrugada, durante el día se posiciona sobre valores positivos a lo largo del año. Un número menor de días con hielo en comparación con el número de ciclos de helada y la disminución de la oscilación térmica a 5060 m s.n.m. indican que, la mayor parte del tiempo, la temperaturas tanto del aire como de suelo oscilan y se mantienen cercanas a 0 °C con pocos días al año de permanencia por debajo del punto de congelamiento. Esto último es quizá producto del alto índice de radiación que se registra a esta altitud.

Las condiciones de temperatura del aire de -1.2 °C a 5060 m s.n.m. a lo largo del año en el límite inferior del glaciar hacen suponer que la degradación de este cuerpo de hielo a través del tiempo, al igual que como sucede con la gran mayoría de los glaciares tropicales, no obedece a factores estrictamente térmicos, sino que su retroceso debe ser un forzamiento generado por un balance energético positivo a nivel de su superficie, como lo señalan Ontiveros-González, Delgado-Granados & Cortés-Ramos (2015). La combinación de este balance de energía junto con los registros de temperatura encontrados en este trabajo motiva a pensar que la posible extinción del mayor glaciar mexicano se esté llevando a cabo por la reducción de su espesor, más que por la retracción de su límite inferior. Por lo tanto, de ser este el caso, en algún momento el lecho rocoso pudiera emerger en las áreas con menor espesor de hielo, propiciando así

la fragmentación y, con esto, un aceleramiento en su posible desaparición. Condiciones así han terminado por fragmentar y extinguir el glaciar Chalcataya (Bolivia), en el que la sublimación, producto del balance energético positivo, junto con la temperatura del aire en aumento, ha colaborado en su reciente desaparición, tal como lo documentan Franquist, McGlone & Vuille (2011). Otro caso similar es mencionado por Mark & Seltzer (2005) en el Nevado Gueshque de la Cordillera Blanca (Perú), donde la sublimación ha tenido gran impacto en el adelgazamiento del hielo glaciar.

Los registros de temperatura del aire aquí encontrados poseen cierta correspondencia con los valores documentados por Andrés, Estremera, Zamorano & Vázquez-Seleem (2010) en el volcán Iztaccíhuatl, a 140 km en dirección este del Pico de Orizaba. Según los autores, a 4890 msnm existe una Tmed de  $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y a 5020 m s.n.m. de  $-1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Comparando esta última cota altitudinal con los 5060 msnm del Citlaltépetl, donde se registra una Tmed =  $-1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , se percibe una relativa semejanza. Por otro lado, si ajustamos la Tmed del Citlaltépetl a 4584 m s.n.m. para contrastarla con aquella del Iztaccíhuatl a 4890 m s.n.m., a partir del gradiente de temperatura, obtenemos a esta altitud una Tmed de  $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Esto último indica que en esta cota el aire del Pico de Orizaba es  $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$  más cálido. Existen, sin embargo, dos principales factores que pueden justificar esta diferencia: la existencia de un microclima en función de la sombra orográfica y la incidencia de los vientos en el sitio de observación, ambas circunstancias inciden en los patrones térmicos de regiones de montaña (Barry, 2008). Para corroborar lo anterior, se puede comparar la Tmed a 4200 m s.n.m. contra la que encontraron Soto *et al.*, (2020) en el volcán Xinantécatl (México); aquí nuevamente se aprecia que en el Citlaltépetl la temperatura del aire es más alta, al menos en la parte media del cono volcánico, dado que registra un valor cercano a  $7^{\circ}\text{C}$  contra los  $\sim 4^{\circ}\text{C}$  que encontraron los autores como media anual a 4283 m s.n.m.

También, en otras montañas tropicales se encontraron condiciones térmicas análogas con las halladas en este trabajo. Duane, Pepin, Losleben & Hardy (2008) señalan en el Kilimanjaro (Tanzania) una Tmed del aire a 3630 m s.n.m. igual a  $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ , contra los  $6.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  a 4050 m s.n.m. que se encontraron aquí, en donde la diferencia de  $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$  es ocasionado por el gradiente altitudinal de temperatura entre estas cotas. De igual modo, a 4970 m s.n.m. los autores registran  $-0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ , contra  $-1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  a 5060 m s.n.m. que hemos encontrado en esta investigación. Una vez más, la diferencia de  $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$  obedece al gradiente térmico altitudinal; por lo tanto, es de esperarse que las condiciones de conservación o de degradación de los glaciares de estas montañas sean muy semejantes entre sí.

Con respecto a las temperaturas del aire registradas en el Mauna Loa (Hawaii), Malamud, Turcotte & Grimmond (2011) documentan una media anual próxima a  $8\text{ }^{\circ}\text{C}$  a 3397 m s.n.m., por lo que, si estimamos la temperatura en el Citlaltépetl en función del gradiente térmico altitudinal, obtenemos a la misma cota un valor cercano a  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, resulta necesario aclarar que los datos de temperatura en el Mauna Loa son registrados a las 12:00 h y 24:00 h, sin considerar los valores máximos y mínimos diurnos que ocurren comúnmente entre las 14:00 h y 15:00 h y entre las 06:00 h y 07:00 h, respectivamente. Es posible que la diferencia apreciada entre los regímenes térmicos sea producto de esto último. Esto también adquiere importancia desde el ámbito periglacial, ya que el permafrost documentado en el Mauna Kea (Schörghofer, Leopold & Yoshikawa, 2017), montaña vecina del Mauna Loa, debe su estado de preservación al régimen termal del aire y del suelo, por lo que, en caso de existir, las porciones de permafrost en el Citlaltépetl debieran conservarse en circunstancias similares a las del Mauna Kea y de otras montañas intertropicales.

Considerando que el ambiente periglacial es aquel que se encuentra bajo constantes ciclos de hielo-deshielo y que en sistemas montañosos ocupa una franja altitudinal comprendida entre el límite superior de la línea de bosque y el inferior de los glaciares (French, 2018), queda de manifiesto la existencia de este entorno en el Citlaltépetl, al menos por arriba de 4584 m s.n.m., donde se registran al año cerca de 300 días

CDH. Las consecuencias geomorfológicas asociadas a esta dinámica termal son evidenciadas, entre otros procesos, debido a la abundante presencia de crioclastos generados por la mecánica de gelificación en el lugar. Sin embargo, resalta la necesidad de observaciones térmicas a mayor profundidad del suelo para determinar la posible presencia de permafrost, lo cual fortalecería el conocimiento aportado por este trabajo. Adicionalmente, debe considerarse que el estudio del paisaje periglacial en montañas tropicales, especialmente las mexicanas, se encuentra aún en fase inicial, como lo señalan Soto-Molina & Delgado-Granados (2018), por lo que este trabajo representa un buen referente para el periglacialismo de regiones intertropicales.

## Agradecimientos

El primer autor agradece al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico brindado durante la beca doctoral, del cual se deriva este trabajo. Al mismo tiempo, los autores agradecen el apoyo de Guillermo Ontiveros y demás compañeros de montaña por su asistencia durante las arduas jornadas de campo. Del mismo modo, se agradece a los revisores anónimos.

## Referencias

- Ahumada, A. L. (2007). El calentamiento global y sus manifestaciones en la criósfera de las altas montañas del norte argentino. *Boletín Geográfico*, (30), 57-69. Recuperado de <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=5017764>
- Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J. J., & Vázquez-Sélem, L. (2010). Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México) 1. *Eria*, (83), 291-310. Recuperado de <https://dialnet.unirioja.es/descarga/articulo/3427681.pdf>
- Arya, P. S. (2001). *Introduction to micrometeorology* (Vol. 79). London, UK: Academic press. Recuperado de <https://www.elsevier.com/books/introduction-to-micrometeorology/arya/978-0-12-059354-5>
- Barry, R. G. (2008). *Mountain weather and climate* (3<sup>rd</sup> Edition). New York: Cambridge University Press. Recuperado de <https://www.cambridge.org/mx/academic/subjects/earth-and-environmental-science/atmospheric-science-and-meteorology/mountain-weather-and-climate-3rd-edition?format=PB&isbn=9780521681582>
- Comisión Nacional del Agua (CNA). (2017). *Estaciones climatológicas en Google Earth, Manual del usuario*. Recuperado de <http://smn.cna.gob.mx/tools/RECURSOS/estacion/EstacionesClimatologicas.pdf>
- Duane, W. J., Pepin, N. C., Losleben, M. L., & Hardy, D. R. (2008). General characteristics of temperature and humidity variability on Kilimanjaro, Tanzania. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40(2), 323-334. Recuperado de <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1657/1523-0430%2806-127%29%5BDUANE%5D2.0.CO%3B2>
- Foken, T. (2008). *Micrometeorology* (2a Ed.). Berlin: Springer. Recuperado de <https://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-642-25440-6>
- Franquist, E., McGlone, D., & Vuille, M. (2011). *Climate change and tropical andean glacier retreat*. New York: University at Albany. Recuperado de [http://fust.iode.org/sites/fust.iode.org/files/public/images/sessions/session19/513rla2009\\_annex3.pdf](http://fust.iode.org/sites/fust.iode.org/files/public/images/sessions/session19/513rla2009_annex3.pdf)
- French, H. M. (2018). *The periglacial environment* (4th edition). John Wiley & Sons: Chichester. Recuperado de <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/ppp.2009?af=R>
- Gloyne, R. W. (1971). A note on the average annual mean of daily earth temperature in the United Kingdom. *Meteorological Magazine*, 100, 1-6. Recuperado de <https://www.worldcat.org/title/meteorological-magazine/oclc/1757199>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2017). *Anuario estadístico y geográfico de los Estados Unidos Mexicanos*. México: INEGI. Recuperado de <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825097912>

- Kawashima, S., Ishida, T., Minomura, M., & Miwa, T. (2000). Relations between surface temperature and air temperature on a local scale during winter nights. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1570-1579. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1570:RBSTAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1570:RBSTAA>2.0.CO;2)
- Lauer, W., & Klaus, D. (1975). Geocological investigations on the timberline of Pico de Orizaba, Mexico. *Arctic and Alpine Research*, 7 (4), 315-330. Recuperado de <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00040851.1975.12003843>
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424. doi: <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a6>
- Macías, J. L. (2007). Geology and eruptive history of some active volcanoes of México. En S. A. Alaniz-Álvarez, & Á. F. Nieto-Samaniego (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México* (pp. 183–232). doi: [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(06\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(06))
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., & Grimmond, C. S. B. (2011). Temperature trends at the Mauna Loa observatory, Hawaii. *Climate of the Past*, 7(3), 975-983. doi: <https://doi.org/10.5194/cp-7-975-2011>
- Mark, B. G., & Seltzer, G. O. (2005). Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999): Spatial distribution of mass loss and climatic forcing. *Quaternary Science Reviews*, 24(20-21), 2265-2280. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.003>
- Martínez-Vázquez, J. (2001). *Mastofauna de la vertiente occidental (oeste) del Parque Nacional Pico de Orizaba, Puebla (Fase 1)*. México D. F.: Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. Escuela de Biología. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. R044. Recuperado de <https://datos.gob.mx/busca/dataset/mastofauna-de-la-vertiente-occidental-oeste-del-parque-nacional-pico-de-orizaba-puebla-fase-1>
- Montero, G. I. A. (2002). *Atlas arqueológico de la alta montaña mexicana*. México: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales; Comisión Nacional Forestal, México. Recuperado de <http://www.montero.org.mx/otros/atlas.pdf>
- Ontiveros-González, G., Delgado-Granados, H., & Cortés-Ramos, J. (2015). Surface Energy Balance model for high-altitude glacial system at 19° N on Glaciar Norte, Mexico. *Geofísica internacional*, 54(4), 299-314. Recuperado de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S0016-71692015000400299&script=sci\\_arttext&tlng=en](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S0016-71692015000400299&script=sci_arttext&tlng=en)
- Organización Meteorológica Mundial (OMM). (2014). *Guía de instrumentos y métodos de observación meteorológicos, octava edición*. Ginebra, Suiza: OMM. Recuperado de [https://library.wmo.int/?lvl=notice\\_display&id=5280#.Xj7z1fKhhE](https://library.wmo.int/?lvl=notice_display&id=5280#.Xj7z1fKhhE)
- Rossotti, A., Carrasco-Núñez, G., Rosi, M., & Di Muro, A. (2006). “Eruptive dynamics of the “Citlaltépetl pumice” at Citlaltépetl volcano, eastern Mexico”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3), 401-429. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.008>
- Sanderson, M., Santini, M., Valentini, R., & Pope, E. (2012). *Relationships between forests and weather*. UK: EC Directorate General of the Environment. Recuperado de [https://www.researchgate.net/profile/Arvind\\_Singh56/post/What\\_is\\_the\\_relationship\\_between\\_forest\\_and\\_Climate\\_Change/attachment/5a8900d54cde266d588bdf24/AS:595241686032384@1518928085177/download/EU\\_Forests\\_a\\_nnex1.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Arvind_Singh56/post/What_is_the_relationship_between_forest_and_Climate_Change/attachment/5a8900d54cde266d588bdf24/AS:595241686032384@1518928085177/download/EU_Forests_a_nnex1.pdf)
- Schörghofer, N., Leopold, M., & Yoshikawa, K. (2017). State of High-Altitude Permafrost on Tropical Maunakea Volcano, Hawaii. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 685-697. doi: <https://doi.org/10.1002/ppp.1954>
- Soto-Molina, V. H., & Delgado-Granados, H. (2018). Estado del arte de la investigación periglacial en México. *Investigaciones geográficas*, (97). doi: <http://dx.doi.org/10.14350/rig.59811>
- Soto, V.H., Yoshikawa, K. & Schörghofer, N. (2020). Climatic variation in the high-mountains of central Mexico: temperature and precipitation indices at Nevado de Toluca volcano. *Atmósfera*, 4, 33. doi: 10.20937/ATM.52768
- Thompson, W. F. (1990) Climate related landscapes in World Mountains: Criteria and map. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, (78), 92. Recuperado de <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=11871494>
- Torres, J., Frías, C., & de la Torre, C. (2014). *Adaptación en ecosistemas de montaña (ELLA)*. Lima: Soluciones Prácticas. Recuperado de <https://solucionespracticas.org.pe/Adaptacion-al-cambio-climatico-en-zonas-de-montana>

## Anexos

### Anexo 1. Promedios mensuales para el aire y suelo.

Mes	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre													
4050	Tmax	9.8	8.0	12.0	13.3	11.4	11.7	14.8	15.7	14.0	15.6	11.7	12.7	10.6	12.2	11.5	12.6	10.2	10.8	9.6	10.2	9.7	10.7	10.0	8.6
	Tmin	-0.8	0.9	-0.6	1.6	0.1	2.4	1.9	3.8	3.5	4.3	2.3	3.7	1.5	3.3	2.2	3.4	2.3	3.5	0.8	2.3	-0.5	1.4	0.5	1.3
	OT	10.5	7.1	12.6	11.7	11.3	9.3	12.9	11.9	10.5	11.3	9.5	9.0	9.1	8.9	9.3	9.2	7.9	7.3	8.8	7.9	10.2	9.3	9.5	7.3
	Tmed	4.5	4.5	5.7	7.5	5.8	7.1	8.4	9.8	8.8	10.0	7.0	8.2	6.1	7.8	6.8	8.0	6.2	7.2	5.2	6.3	4.6	6.1	5.2	5.0
4200	Tmax	9.9	7.2	12.3	12.9	9.4	10.6	12.7	14.3	13.6	14.1	10.2	15.1	11.2	15.3	11.9	15.1	9.9	12.6	10.0	12.6	11.4	12.8	11.2	9.2
	Tmin	0.2	0.7	0.7	1.4	0.8	2.3	2.6	4.0	4.0	2.9	2.9	3.3	2.1	3.1	2.9	3.1	2.8	3.1	1.5	2.0	0.8	0.2	1.4	0.7
	OT	9.8	6.5	11.6	11.5	8.7	8.3	10.2	10.3	9.6	11.2	7.3	11.8	9.1	12.2	9.0	12.0	7.0	9.5	8.5	10.6	10.6	12.6	9.8	8.5
	Tmed	5.1	4.0	6.5	7.2	5.1	6.5	7.6	9.2	8.8	8.5	6.6	9.2	6.7	9.2	7.4	9.1	6.4	7.9	5.7	7.3	6.1	6.5	6.3	5.0
4584	Tmax	5.3	-3.8	7.0	0.9	7.1	2.7	7.8	6.7	10.5	11.1	9.0	10.7	10.2	10.7	10.1	9.7	9.5	8.0	8.9	6.1	9.0	6.4	7.5	2.2
	Tmin	-5.0	-7.2	-3.7	-6.7	-4.1	-3.4	-2.4	-2.4	-1.0	-1.0	-0.2	-0.3	-0.7	-0.5	-0.3	-0.8	0.2	-0.7	-1.6	-3.0	-2.9	-5.7	-2.7	-5.1
	OT	10.3	3.4	10.7	7.6	11.2	6.1	10.2	9.1	11.5	12.1	9.2	11.0	10.9	11.2	10.4	10.5	9.3	8.7	10.5	9.1	11.9	12.1	10.2	7.3
	Tmed	0.2	-5.5	1.6	-2.9	1.5	-0.4	2.7	2.2	4.8	5.1	4.4	5.2	4.8	5.1	4.9	4.5	4.9	3.7	3.7	1.6	3.1	0.4	2.4	-1.5
5060	Tmax	1.1	-4.1	2.3	2.3	1.3	0.9	2.5	2.1	3.0	4.0	3.1	3.9	4.0	4.9	3.8	1.9	3.8	0.3	3.5	2.1	3.2	2.5	3.8	-1.5
	Tmin	-8.9	-6.5	-5.6	-6.0	-7.4	-3.5	-4.2	-1.3	-2.8	-0.9	-3.1	-1.0	-5.2	-1.5	-4.7	-0.8	-4.5	-0.1	-6.0	-3.0	-7.2	-6.3	-5.3	-5.6
	OT	10.0	2.4	7.9	8.3	8.7	4.4	6.7	3.4	5.8	4.9	6.2	4.9	9.2	6.4	8.5	2.7	8.3	0.4	9.5	5.1	10.4	8.8	9.1	4.1
	Tmed	-3.9	-5.3	-1.7	-1.9	-3.1	-1.3	-0.9	0.4	0.1	1.6	0.0	1.5	-0.6	1.7	-0.5	0.6	-0.4	0.1	-1.3	-0.5	-2.0	-1.9	-0.8	-3.6

Tmax: Temperatura máxima; Tmin: temperatura mínima; Tmed: temperatura media; OT: oscilación térmica.  
Fuente: Elaboración propia.

### Anexo 2. Promedio anual de variables e indicadores por altitud.

Altitud	Elemento	Tmax	Tmin	OT	Tmed	CHD	DH
4050	Aire	11.3	1.1	10.2	6.2	101	0
	Suelo	11.8	2.7	9.2	7.3	8	0
4200	Aire	11.1	1.9	9.2	6.5	61	1
	Suelo	12.7	2.2	10.4	7.4	18	1
4584	Aire	8.5	-2.0	10.5	3.3	290	10
	Suelo	6.0	-3.1	9.0	1.5	297	66
5060	Aire	3.0	-5.4	8.4	-1.2	347	18
	Suelo	1.6	-3.0	4.7	-0.7	237	74

Tmax: Temperatura máxima; Tmin: temperatura mínima; Tmed: temperatura media; OT: oscilación térmica; CHD: ciclos hielo-deshielo; DH: días con presencia de hielo.

Fuente: Elaboración propia.